

JEAN SOMMÉ

LES PLAINES DU NORD DE LA FRANCE ET LEUR BORDURE

ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE

TOME I

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE PARIS I

- LE 15 MAI 1975 -

ATELIER

REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION

LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1977

COMPOSITION DU JURY

- M. P. BIROT, *Président, Professeur à l'Université de Paris IV,*
Mme. J. BEAUJEU - GARNIER, *Rapporteur, Professeur à l'Université de Paris I,*
M. C. DELATTRE, *Professeur à l'Université de Lille I,*
M. R. COQUE, *Professeur à l'Université de Paris I,*
M. R. PAEPE, *Professeur, Vrije Universiteit, Bruxelles*



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549910_0026

JEAN SOMMÉ

LES PLAINES DU NORD DE LA FRANCE ET LEUR BORDURE

ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE

TOME I

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE PARIS I

- LE 15 MAI 1975 -

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1977



La loi du 11 mars n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les "copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective" et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, "toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite" (alinéa 1er de l'article 40). Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

ISBN 2-7295-0070-7
© Jean SOMMÉ, 1977

"un relief confus dont la faible amplitude
augmente le caractère incertain".

(R. BLANCHARD)

"des hauteurs qui paraîtraient escarpées
même dans un pays moins plat que le nôtre".

(J. GOSSELET)

INTRODUCTION

Depuis la parution de la thèse de R. BLANCHARD (1906), à une époque où également la géographie physique était illustrée par les géologues, en particulier par J. GOSSELET, peu d'études ont été ensuite consacrées à la géomorphologie de la région du Nord. L'œuvre de l'auteur de la Plaine flamande, en même temps qu'elle débordait la frontière, ne concernait que le bas pays occidental au-delà de Lille et ne consacrait que quelques chapitres aux traits physiques. Au même moment, A. DEMANGEON (1906) évoquait, dans la même perspective de géographie régionale, le haut pays comme limite de la plaine picarde.

Dès lors que Mme J. BEAUJEU-GARNIER m'eut incité à entreprendre et encouragé à poursuivre des recherches dans l'ensemble des plaines du Nord, je me trouvais affronté à un terrain en partie neuf pour prendre la suite de ces grands devanciers. En effet, en dehors des œuvres magistrales de G. DUBOIS (1924) et d'A. BRIQUET (1930) consacrées à la région littorale, les plaines intérieures du Nord n'avaient guère donné lieu à des études proprement géomorphologiques, les abondantes publications régionales, au demeurant souvent riches en notations géographiques, étant essentiellement géologiques. Seul le haut pays était-il concerné par la thèse de Ph. PINCHEMEL (1954) qui définissait avec précision les éléments de la géomorphologie structurale du Boulonnais et de l'axe artésien aux confins septentrionaux de son domaine d'étude. Dès lors cet ouvrage constituait une référence pour mes investigations car les plaines du bas pays ne

peuvent se comprendre en dehors de leurs bordures artésiennes, la réciproque devant d'ailleurs s'avérer tout aussi fondée.

L'axe de l'Artois, axe topographique et structural, sert donc de limite méridionale à mon étude et le Boulonnais s'en trouve exclu, mais les données nouvelles acquises dans cette région ainsi que les observations que j'ai pu faire personnellement ou avec les étudiants du Laboratoire de Géomorphologie de Lille, seront éventuellement utilisés dans l'exposé. Il s'agit en effet d'une région qui, décrite avec précision par Ph. PINCHEMEL, présente en outre, dans l'optique qui est l'une des préoccupations majeures de mon travail, une évolution quaternaire particulière, laquelle l'isole du Nord proprement dit et pourrait constituer un sujet de recherche autonome.

Au SE, la montée relativement rapide, accompagnée d'un gradient climatique notable, vers les plateaux du Hainaut et de la Thiérache limite nettement le bas pays hennuyer, prolongement de la Flandre. Au-delà, le passage au massif ancien ardennais proprement dit est beaucoup plus progressif et cette région frontalière faisant partie du terrain de recherches d'A. GAMBLIN, il était logique de borner mon domaine à la Sambre.

Le caractère artificiel de la frontière belgo-française a été souvent signalé, à la suite de R. DION, et récemment explicité par F. LENTACKER ; s'il pouvait paraître tentant d'ignorer cette limite, elle a été cependant grossièrement retenue dans le souci de ne pas étendre démesurément un champ de recherche qu'il aurait fallu de toute façon borner arbitrairement. De plus, la Moyenne et la Basse-Belgique continuent d'être l'objet de nombreux travaux géologiques, pédologiques et géomorphologiques qui sont à la fois des références et des éléments de confrontation. Il est évident que c'est avec ces régions septentrionales de Belgique et des Pays-Bas que les corrélations sont les plus nécessaires, aussi bien pour l'évolution de la plaine maritime que pour celle des plaines intérieures.

L'objet de la présente étude concerne donc essentiellement les basses plaines du Nord en territoire français que par simplification on désigne souvent du terme de "plaine du Nord", expression qui ne saurait d'ailleurs définir toute la région du Nord couvrant conventionnellement les départements du Nord et du Pas-de-Calais puisqu'ils englobent une partie de l'auréole de hauteurs qui fait transition avec le Bassin Parisien et l'Ardenne, expression aussi qui risque de masquer la complexité d'un ensemble de bas pays différenciés dans leurs caractères et dans leur évolution.

Il importait donc de partir d'une analyse descriptive de cette marquetterie de paysages qui s'inscrit dans le thème plus général d'un contraste entre haut et bas pays, démarche préalable qui permet de poser les principaux problèmes de l'interprétation géomorphologique, laquelle doit rendre compte à la fois des formes, si ténues soient-elles, et des formations superficielles qui les accompagnent et les expliquent (1^e partie).

Située à la limite du Bassin Parisien, la Région du Nord s'individualise comme marge méridionale du bassin gallo-belge ; il s'agit d'une zone charnière dans le domaine sédimentaire de l'Europe du NW, comprise entre la zone artésienne hercynienne et le massif calédonien du Brabant, et affectée presque uniquement par la sédimentation du Crétacé supérieur et de l'Eocène. La proximité à faible profondeur du socle paléozoïque est ainsi l'un des traits majeurs de la région aussi bien dans le bas pays que dans le haut pays. Il est apparu nécessaire de tenter un bilan paléogéographique des formations de la couverture pour montrer l'originalité de cette partie de bassin sédimentaire qui apparaît comme une sorte de "massif ancien avorté" selon l'expression de J. BEAUJEU-GARNIER. Cette 2^e partie permet de comprendre les nuances dans la répartition des faciès du substrat antéquatenaire et sert d'introduction à la morphologie lithologique. Elle permet aussi de fixer les limites des divers dépôts et d'éclairer ainsi la question de la nature de la surface fondamentale du Nord,

thème qui avait particulièrement retenu l'attention de A. BRIQUET. Logiquement l'exposé débouche, avec la délicate question du "Diestien" (Néogène), sur les problèmes de l'héritage tertiaire, question qui sera ultérieurement reprise au terme d'une autre démarche, régressive cette fois, s'appuyant sur les données fournies par les formations quaternaires.

L'importance régionale du Quaternaire continental, qui forme une couverture limoneuse à peu près continue et souvent très épaisse, exigeait une étude attentive, fondée sur la méthode lithostratigraphique, puisqu'il s'agit non pas d'un simple manteau superficiel moulant le modelé du substrat, mais d'un complexe de formations qui se révèlent être corrélatives de stades successifs de l'évolution du relief. La 3e partie est donc consacrée à la stratigraphie des formations limoneuses pléistocènes, matériau privilégié pour une telle étude car il fournit une série de conditions favorables : extension à l'ensemble de la topographie, permettant de distinguer les faits locaux des données régionales, présence de faciès caractéristiques traduisant la sensibilité aux divers facteurs climato-morphologiques, bonne conservation des déformations périglaciaires et des paléosols dont le développement différentiel est un critère de datation. Conformément à la méthode de recherche sur le terrain, l'exposé procède selon une démarche régressive car les limons du Pléistocène récent, mieux conservés et aussi mieux connus, offrent une stratigraphie corrélable avec celle des régions voisines de l'Europe du NW et permettent d'affiner le modèle que constitue cette période finale du Pléistocène dans l'évolution cyclique du Quaternaire. L'étude détaillée de nombreuses coupes, comparées de proche en proche avec celles de la Belgique, montre ainsi que le Nord, situé à la marge de la région européenne des loess, a été affecté par les variations de la zonation climato-sédimentaire qui s'inscrit entre les Pays-Bas et la France. Il était alors normal d'adopter la nomenclature des quaternaristes de l'Europe du Nord, ce qui rend les corrélations difficiles avec la terminologie alpine, largement utilisée en France, pour le Pléistocène moyen et inférieur dont les données

régionales restent d'ailleurs fragmentaires pour des raisons techniques (insuffisance des coupes) et géographiques (rareté des formations antérieures au Pléistocène moyen).

Les données paléogéographiques et stratigraphiques, tant du substrat que du Quaternaire, fournissent les matériaux de l'interprétation géomorphologique. Ainsi l'étude de l'influence de la structure sur le relief qui est l'objet de la 4^e partie s'appuie sur la définition du style de l'évolution tectonique qui se dégage de l'histoire tertiaire. L'apport des données nouvelles mises en évidence dans le N du Bassin Parisien est pour cela fondamental. Par convergence, l'analyse des anomalies du relief, en particulier dans le bas pays, débouche sur l'évidence d'une influence néotectonique importante. Pour le haut pays, la référence à l'étude de Ph. PINCHEMEL (1954) permettait de limiter l'exposé plus particulièrement aux problèmes que posent le contact entre les deux régions.

La plaine maritime, unité bien individualisée par l'extension des formations marines holocènes et partie méridionale d'un ensemble qui s'étend d'une façon continue en Belgique, aux Pays-Bas et en Allemagne du Nord, dont l'étude est d'ailleurs intervenue plus tardivement comme préoccupation de recherche en liaison avec l'élaboration des nouvelles feuilles de la carte géologique détaillée, pouvait donner lieu à une partie ultime de l'ouvrage dans la mesure où cette frange côtière, au demeurant assez large, représentait une évolution récente largement indépendante de celle de la région intérieure. Cela est sans doute vrai pour l'Holocène, surtout récent, qui explique l'essentiel du modelé actuel avec les diverses phases transgressives flandriennes. Là encore, par suite de l'importance historique de la région où ont été définis par G. DUBOIS (1924) les termes de Calaisien et de Dunkerquien, il était nécessaire de tenter d'établir un bilan stratigraphique des données par comparaison avec l'avancement des recherches réalisées dans les pays voisins. Ce tableau montre d'ailleurs l'ampleur du travail à effectuer pour aboutir à une révision des strato-types de l'Holocène, entreprise qui est en cours dans le cadre d'un groupe inter-

national. Mais la plaine maritime et ses abords ouvrent aussi sur les problèmes des littoraux pléistocènes, la fameuse coupe de Sangatte n'étant que le témoin le plus connu d'un ensemble de gisements subaflourants ou profonds dont certains, tel celui d'Herzele découvert au cours de l'étude, s'avèrent d'une importance fondamentale pour la compréhension de l'évolution du bassin de la mer du Nord au cours du Pléistocène moyen. En même temps que ces données prouvent l'héritage antéholocène de la plaine maritime, ils fournissent la clé du changement majeur intervenu dans la paléogéographie régionale au cours du Quaternaire. La reconstitution de l'évolution géomorphologique continentale, affrontée au hiatus existant dans les formations entre le Néogène et le Pléistocène moyen, trouve ainsi son fondement. Il était dès lors logique que l'exposé consacré au Quaternaire marin et à l'évolution de la plaine maritime intervienne dans une 5e partie.

La 6e et dernière partie rassemble sous une forme synthétique les éléments de l'héritage pléistocène qui définit le relief actuel et retrace les phases de l'évolution intérieure. L'interprétation qui distingue trois thèmes, au demeurant liés (surface crayeuse et formations argileuses à silex, creusement des vallées et formes associées, versants) s'appuie sur les conclusions et les données établies dans les parties antérieures.

1 ère P a r t i e

L E S P A Y S A G E S :

C O N T R A S T E S E T P R O B L E M E S D ' A N A L Y S E

Si la Flandre possède un "relief confus dont la faible amplitude augmente le caractère incertain" (R. BLANCHARD, 1906) et si cette définition peut convenir à une plus large partie du Nord, elle ne doit pas masquer les contrastes, souvent rapides, parfois même brutaux, qui affectent les paysages d'une même région s'étendant de la mer à l'Ardenne et de la Picardie aux Monts de Flandre. La connaissance utile de ce relief exige, en même temps qu'une observation attentive aux nuances des formes, une compréhension de leur genèse qui passe par l'étude détaillée de formations superficielles recouvrant, le plus souvent sur de fortes épaisseurs, un substrat géologique qui se dérobe. La variété de multiples petites unités régionales, accusée par les modalités d'un peuplement dense et d'une intense occupation du sol, correspond d'ailleurs souvent à la diversité des données du milieu naturel.

L'étude d'une région de plaines comme celle du Nord apparaît souvent déroutante car elle exige une sensibilité particulière aux nuances et aux détails, qu'il s'agisse des formes dont l'évidence et, plus encore, la logique échappent à l'observation banale, ou qu'il s'agisse des formations superficielles qui, accompagnant les formes, les expliquent, et dont l'épaisseur rend souvent impuissante leur connaissance directe. Dans ces conditions, la densité de la végétation, et celle de l'occupation humaine qui entraîne la perturbation du milieu naturel, peuvent n'apparaître finalement que des obstacles relativement secondaires. Il faut reconnaître d'ailleurs que les travaux agricoles, urbains et industriels sont en échange l'occasion de fournir des données sur les formations plus profondes, et souvent de révéler une morphologie enfouie insoupçonnée dans le modelé monotone de surface. Une double démarche préalable est donc nécessaire : dégager d'une part, en ayant recours à des méthodes morphométriques, les contrastes topographiques ; préciser les caractères de l'importante couverture de formations superficielles qui masque le substrat. Cette simple analyse des paysages fournit une image beaucoup plus complexe du Nord que celle qui sert à décrire souvent cette région assez méconnue.

1 - Haut et bas pays : unité et diversité.

Si l'on considère un certain schéma traditionnel, sorte de vue cavalière, il existerait une plaine du Nord, avec une simple nuance pour la partie maritime, bordée par les "collines de l'Artois", ce qui correspondrait à une structure élémentaire : anticlinal de craie et bassin tertiaire de sables et argile. Négligeons pour l'instant l'autre idée assez courante selon laquelle cette plaine serait l'amorce d'une vaste zone de subsidence centrée sur les Pays-Bas, ce qui s'accorderait grossièrement avec l'unité hydrographique de bassin versant de la mer du Nord. Cette simplification a le seul mérite de suggérer le contraste entre haut et bas pays.

Les termes de haut et bas pays sont fondamentaux dans la géographie historique de la région. Ils ont aussi été utilisés pour marquer le contraste local entre le Blootland (plaine maritime) et le Houtland (Flandre intérieure) (cf. H. DOUXAMI, 1909). Nous les retiendrons pour opposer régionalement les zones basses, qui s'étendent de la mer du Nord à l'Escaut, à l'auréole de hauteurs qui les limite au S et au SE, du Boulonnais au Hainaut. C'est en ce sens qu'ils ont été utilisés par R. BLANCHARD, A. DEMANGEON, R. DION, Ph. PINCHEMEL, A. GAMBLIN. Ils reprenaient ainsi des termes d'usage local : R. BLANCHARD (1906) rappelle que les gens de Béthune parlent de "bas pays" face à des "hauteurs qui paraîtraient escarpées même dans un pays moins plat que le nôtre" (J. GOSSELET, 1892). Dans un ouvrage historique récent, le terme de "Pays-Bas français" (L. TRENARD et al, 1972) est apparu le plus commode pour désigner l'ensemble régional, tout en englobant d'ailleurs aussi les hauts pays.

Le contraste d'ensemble entre haut et bas pays apparaît nettement sur une carte hypsométrique sélectionnant des courbes de niveau repères (fig. 1). Au choix de R. DION (isohypses de 30, 60, 120 et 180 m) (+), il me paraît préférable de substituer celui des courbes

(+) Cette sélection est utilisée dans la planche 2 de l'Atlas du Nord (1961) qui, en outre, retient les courbes de 10 et 20 m pour affiner l'image du bas pays.

de 30, 50, 80, 120 et 180 m. En effet, l'isohypse de 80 m permet beaucoup mieux de limiter grossièrement l'auréole de hauteurs qui forme le haut pays ; elle semble trouver aussi sa justification dans le domaine bio-climatique.

Du Boulonnais à la Thiérache, le haut pays présente des altitudes culminantes très constantes vers 180-200 m : signal des Harlettes (211 m), au SE d'Escueilles, dans le Haut-Boulonnais ; 197 m au N de Fiefs et 192 m au SW de Bouvigny-Boyeffles dans l'Artois ; 186 m encore, au SE de Wassigny, à la limite du bassin de la Sambre, en Thiérache. La forêt de Mormal, avec 170 m, restitue des altitudes comparables à la crête de l'Artois, ce qui range l'ensemble du bassin de la Sambre dans le haut pays.

Cependant cette ligne d'horizon s'infléchit vers 140 m au niveau du seuil du Cambrésis (ou du Vermandois ou de Bapaume), offrant de nombreux passages à moins de 130 m, fait majeur dans la géographie de la circulation entre le Nord et le Bassin Parisien (cf. R. DION, 1939), attesté dès le Moyen Âge par l'importance du péage de Bapaume, confirmé par le tracé actuel de l'autoroute A 1 (Paris-Lille). A l'W d'Arras, le haut pays s'épaissit, mais il s'émiette quelque peu avant d'atteindre la mer. La crête N de la boutonnière boulonnaise s'infléchit à moins de 115 m alors que le Cap Blanc-Nez domine encore la mer de 133 m, la plaine maritime qui débute à Sangatte n'étant distante que d'environ 3 km. C'est dans la moitié occidentale du Nord que le contact entre haut et bas pays s'opère le plus brutalement : 11 km seulement séparent le signal du Verdrel (187 m) de la Flaine de la Lys (moins de 20m) à Béthune. Dans la partie orientale, le contact est plus progressif, mais on passe encore de Valenciennes (20 m) à la Forêt de Mormal (160 m env.) en 20 km. Ce n'est guère qu'au niveau du seuil de Bapaume que le passage est plus fondu.

Quelle que soit l'altitude culminante de l'auréole élevée, le bas pays s'individualise toujours nettement. Cela tient, plus encore qu'à une altitude moyenne faible, à l'agencement du relief qui est en

particulier marqué par une longue zone dépressionnaire qui jalonne de l'Aa à la Scarpe et à l'Escaut le contact entre haut et bas pays. Ses altitudes, comprises entre 17 et 30 m sont en même temps les plus caractéristiques des parties basses. Si on considère à part la plaine maritime (alt. 1-3 m) et les basses vallées de l'Aa et de l'Yser, le minimum, pour la partie continentale, est atteint avec 10 m à Halluin, à l'entrée de la Lys en Belgique. Mais la variété est de règle dans la topographie du bas pays. La Plaine de la Lys, et secondairement celle de la Scarpe, sont de vastes unités où l'altitude se maintient régulièrement à un peu moins de 20 m, alors qu'au milieu de la platitude, des versants insolites barrent l'horizon, comme celui qui entoure la Plaine de la Lys pour faire accéder à des régions régulièrement plus élevées (30-60 m). De même, la longue zone basse qui accentue le contact entre haut et bas pays et qui a favorisé l'implantation de la grande voie canalisée n'est pas une dépression simple ; preuve en est surtout le talus d'Arques entre la vallée de l'Aa et le Neuffossé qui exigea la solution originale de l'ascenseur à bateaux des Fontinettes pour rattraper une dénivellation brusque de plus de 20 m.

L'isohypse de 50 m a l'avantage de suggérer la variété topographique du bas pays d'une façon schématique puisque de nombreuses petites régions culminent autour de cette altitude. Seul le Houtland émerge nettement de l'ensemble.

Les deux groupes alignés de Monts de Flandre font en effet réapparaître des altitudes conformes à celles du haut pays (Mont Cassel, 176 m ; Mont des Cats, 164 m) au milieu d'un paysage de collines régulièrement au-dessus de 40-50 m.

Il est curieux de constater que, jusqu'à une date très récente, beaucoup d'ouvrages et d'atlas attribuaient aux Monts de Flandre une altitude erronée, le plus souvent sous-estimée, et cela malgré les mentions de R. BLANCHARD (1906) qui sont assez voisines des valeurs établies par les levés de 1936 (cf. J. SOMME, 1965). Le Mont Cassel

est bien, comme le rectifiait R. BLANCHARD, le point le plus élevé du territoire flamand avec près de 176 m (au lieu de 173 m), et son annexe, le Mont des Récollets, atteint 159 m (et non 141 m), altitude qui à quelques mètres près a été attribuée longtemps au Mont Cassel lui-même. Dans le groupe des collines des environs de Bailleul, c'est le Mont des Cats, le plus occidental, qui est aussi le plus élevé (164 m), ce qui lui vaut parfois à tort d'être considéré comme le point culminant de la Flandre. Les erreurs ont été mineures dans l'estimation de l'altitude des monts voisins, d'importance secondaire (Mont de Boeschève, 139 m ; Mont Kokereel, 110 m). Par contre, le Mont Noir (150 m) qui termine la série des monts français a longtemps été mentionné avec une altitude de 131 m (cf. M. LERICHE, 1921 ; carte géologique Saint-Omer 1/80 000), erreur de près de 20 m que l'on ne trouve cependant pas dans la thèse de R. BLANCHARD.

Pour les monts belges, seul le Mont Kemmel dispose d'un repère du nivellement récent (154 m). L'altitude des autres monts est estimée à 136 m pour le Mont Vidaigne qui fait suite au Mont Noir, à 143 m pour le Mont Rouge et à 125 m pour le Mont Aigu (Scherpenberg). Pour comparer ces altitudes à celles du territoire français, il est nécessaire de les diminuer d'environ 2 m (fig. 2).

Ces quelques exemples introduisent les nuances qui doivent être apportées au schéma simpliste du bas pays. Le relief de l'ensemble de la région du Nord présente un caractère quadrillé qui explique son compartimentage.

Une double orientation, NW-SE et SE-NW, se dégage d'abord de la carte orohydrographique (fig. 1). Cette trame, qui est celle du haut pays (Haut-Artois, Canche, Authie et Sambre) se confirme dans le détail et se retrouve en particulier dans la basse région centrale avec le talus de bordure de l'Artois, de la Lys à la Souchez, la dépression du Neuffossé, l'axe du Pays de Weppes entre Deûle et Plaine de la Lys, le cours de la Deûle et de la Marque, celui de l'Escaut en aval de Valenciennes.

La complexité des orientations est plus grande encore par suite des inflexions dont celle de la ligne de partage hydrographique est le modèle, au S du Cambrésis, qui commande les directions de la Scarpe, de la Sensée et du réseau de l'Escaut supérieur. Cette inflexion se retrouve dans l'orientation du Mélançois qui manifeste en outre le recouplement de directions orthogonales. L'alignement des Monts de Flandre, grossièrement W-E, est un exemple typique de relief orienté complexe comportant deux axes obliques, comme il sera montré ultérieurement.

Le quadrillage évident du relief du Bas-Boulonnais n'est que l'image plus accusée d'un fait général au Nord de la France. Le signe de cette complexité apparaît dans le réseau des talwegs et des rivières dont le tracé coudé se retrouve avec les cours d'eau boulonnais, l'Aa, la Deûle, l'Escaut. Tout aussi insolites sont dans le bas pays les variations de calibre des vallées : plaine de Saint-Omer, plaine de la Lys, vallées de la Deûle et de la Marque, plaine de la Scarpe. La confusion du relief résulte ainsi, dans le bas pays, du désaccord entre l'hydrographie et les masses principales de la topographie, et c'est sans doute en cela que se distingue le plus le relief des basses plaines de celui du haut pays.

Que le Nord constitue un ensemble diversifié, cela s'exprime encore, au-delà de l'absence d'un nom unique provincial pour le désigner, fait d'ordre purement historique, par la multiplicité de petites régions dont l'origine est également historique, mais qui trouvent leur justification dans les caractères du cadre physique. C'est en ce sens qu'il est possible de parler de régions "naturelles", quitte à préciser dans une perspective physique des limites qui ont été historiquement indécises ou fluctuantes. La fig. 3 reproduit le découpage régional retenu par J. GOSSELET dans son cours de géographie physique (1892-1900) qui demeure la meilleure introduction à la connaissance du Nord. A quelques détails près, cette nomenclature servira de référence dans mon étude.

Cette division régionale est surtout intéressante dans le bas pays où la Flandre se trouve compartimentée en plusieurs unités. La Flandre intérieure (ou Houtland) est circonscrite à la région comprise entre la plaine maritime, la vallée de l'Aa et la Plaine de la Lys. Le terme de "plaine maritime" est bien préférable à celui de Flandre maritime car le Calaisis, à l'W de l'Aa, n'appartient plus au domaine flamand proprement dit. R. BLANCHARD (1906) a aussi bien marqué la difficulté pour limiter la Flandre au-delà de la Lys, en donnant au nom un sens géographique de pays bas, plat et humide. Le terme de "plaine flamande" doit donc être écarté en géographie physique, car sa limite cartographique reste incertaine, car il recouvre des unités naturelles différentes, car il risque d'être étendu abusivement à des régions étrangères à la Flandre. Par contre les noms de "pays" (Weppes, Ferrain, Mélançois, Gohelle, Pévèle, Ostrevant), toujours utilisés dans la toponymie, sont d'un usage bien préférable car ils coïncident beaucoup mieux avec des réalités naturelles pour peu que leurs limites soient adaptées dans le détail, comme l'a fait J. GOSSELET.

Des difficultés du même ordre existent pour la nomenclature du haut pays où la variété est également de règle et qui se trouve partagée entre le Boulonnais, l'Artois proprement dit, le Cambrésis et le Hainaut. Dans cette région plus élevée aux reliefs plus marqués, l'analyse physique régionale s'appuie cependant difficilement sur la terminologie historique. Ce fait est un élément qui s'ajoute au contraste d'ensemble entre haut et bas pays. Par une sorte de paradoxe, c'est ainsi la région basse où les limites des unités physiques s'imposent avec le plus d'évidence alors même que les formes sont estompées. Cela révèle le rôle important joué par les formations superficielles dans la définition du fait morphologique régional.

2 - Les formes.

Une analyse morphométrique peut jusqu'à un certain point paraître une gageure dans un relief dont l'amplitude est souvent très faible. Si "la méthode quantitative ne révèle rien de nouveau et ne

fait que confirmer une impulsion qui est suggérée invinciblement par l'examen des cartes et des paysages" (P. BIROT, 1955), elle paraît cependant utile dans un domaine de plaines où la mesure des contrastes supplée à leur difficile perception directe.

Les recherches ont surtout porté sur les systèmes de pentes des versants et des talwegs. Les données ont été essentiellement obtenues à partir des mesures effectuées sur les cartes topographiques à grande échelle, avec contrôle par les photographies aériennes, en dehors des opérations de nivellement réalisées lors des levés de coupes qui répondent à des problèmes beaucoup plus locaux puisqu'il s'agit de fixer alors avec précision la configuration de la surface du sol et des niveaux-repères de la stratigraphie sur une distance relativement courte. Les mesures réalisées à partir des cartes n'offrent pas la même précision et sont d'emblée affectées par une certaine généralisation qui est liée au document lui-même. Il ne s'agit donc pas de données comparables à celles qui ont été retenues pour la réalisation de cartes géomorphologiques belges où les mesures ont été effectuées sur le terrain (P. MACAR, P. DE BETHUNE, J. MAMMERICKX et G. SEURET, 1960-1961 ; R. FOURNEAU, 1966).

La région a l'avantage de disposer d'un excellent fond topographique avec courbes équidistantes de 5 m et intercalaires (2,5 m ; 1,25 m ; pour les zones de faible modelé). Cependant, si les courbes principales fournissent des données sûres, les intercalaires ont une valeur plus incertaine, ce que confirme d'ailleurs l'I.G.N.. A l'usage, il apparaît ainsi que, dans les talwegs, ces courbes secondaires sont systématiquement décalées vers l'amont dans l'intervalle entre deux courbes équidistantes de 5 m.

L'étude cartographique des pentes a été menée dans deux directions, l'une visant à préciser les caractères du relief dans des échantillons régionaux à grande échelle (cf. J. SOMME, 1966), l'autre tendant à aboutir à une représentation schématique de l'ensemble de la région. Les deux méthodes sont indépendantes, mais elles posent le même problème en ce qui concerne le choix des classes.

Parmi les diverses méthodes qui ont été proposées pour cartographier les pentes (cf. en particulier E. RAISZ, 1948 ; W. THAUER, 1955 ; F.J. MONKHOUSE et H.R. WILKINSON, 1961 ; R. BRUNET, 1963 ; R. BARRIER, 1963 ; S. RIMBERT, 1964 ; J. TRICART, 1965 ; A. YOUNG, 1972), lesquelles entraînent toutes un certain degré de généralisation, celle des aires homogènes a été utilisée pour les cartes à grande échelle (fig. 7, 8, 9) car elle paraît la plus propre à approcher la réalité (cf. O.M. MILLER et Ch. H. SUMMERSON, 1960). Il s'agit, à l'aide d'un abaque, de déterminer des zones homogènes formées par des intervalles égaux entre les courbes de niveau, et de mesurer la valeur de la pente dans ces diverses zones (cf. J. SOMME, 1966). Cette méthode permet de décomposer les unités de versants, d'autant plus facilement qu'il s'agit de segments (selon la terminologie de A. YOUNG, 1964) bien individualisés ou de versants rectilignes, comme c'est le cas dans les plaines du Nord. En même temps, la mesure de la pente maximum, définie comme la pente moyenne du secteur le plus raide du versant (cf. J. TRICART et I. MUSLIN, 1951) peut s'opérer sur une dénivellation réduite.

La carte générale (fig. 4) réalisée à petite échelle représente une schématisation et une généralisation beaucoup plus grandes puisqu'elle résulte de l'application de la méthode du carroyage (cf. R. BRUNET, 1963), les feuilles au 1/50 000 ayant servi de documents de travail. La carte ainsi obtenue ne peut faire apparaître que le style général de la topographie puisqu'elle ne retient que des valeurs moyennes de pente ; elle sert alors à illustrer des contrastes à l'échelle régionale.

Le problème du choix des classes de pente, qui a été souvent signalé comme étant le plus délicat (cf. J. TRICART, 1965), a été résolu par l'adoption d'une échelle inspirée de celle, préconisée par O.M. MILLER et Ch. H. SUMMERSON (1960) qui ont utilisé la fonction $\sqrt{\sin \alpha}$. Comme la tangente de l'angle α est la mesure directe obtenue sur la carte topographique, les pentes sont exprimées en % ($\text{tg} \alpha \times 100$). La région ne comportant qu'une gamme de pentes faibles, les pentes supérieures à 15° étant rares, les subdivisions, nécessairement arrondies,

sont proches des valeurs obtenues à partir des racines du sinus et de la tangente, ce qui ne serait plus vrai pour des pentes supérieures. L'échelle ainsi retenue (fig. 7) a l'avantage de permettre éventuellement une interprétation statistique (cf. J. SOMME, 1966), la distribution étant obtenue soit par le planimétrage des aires, soit par la méthode de l'échantillon (cf. A.N. STRALIER, 1954 ; Ch. P. PEGUY, 1957 ; H. BAULIG, 1959 ; O.D. DUNCAN, R.P. CUZZORT et B. DUNCAN, 1961 ; W. BUNGE, 1962 ; S. GREGORY, 1964). La répartition des pentes dans divers secteurs de même superficie (25 km²) a été déterminée par ce dernier procédé (fig. 6) dans le but d'établir un bilan comparé.

La carte générale des pentes moyennes (fig. 4) confirme l'opposition entre haut et bas pays ; elle précise surtout les limites et introduit des nuances dans les deux ensembles beaucoup mieux que ne peut le faire une simple approche hypsométrique, d'ailleurs peu adéquate pour une telle région. Globalement le bas pays est caractérisé par des pentes dominantes de valeur inférieure à 1,5 %. Seule une partie du Houtland, surtout d'ailleurs le secteur oriental des Monts de la région de Bailleul, fait vraiment exception avec un cortège de pentes qui évoque le haut pays. Dans le reste du bas pays, il ne s'agit que d'îlots isolés, et, mis à part la butte du Mont Pévèle, il n'y a pas lieu, par ce critère, de dissocier l'ensemble s'étendant de la Lys à l'Escaut qui pourtant s'inscrit dans un substrat géologique secondaire et tertiaire diversifié (craie, sables, argile). L'individualité de la Plaine de la Lys s'accuse plus encore que celle de la Scarpe avec des pentes inférieures à 0,5 %. Le Nord du Houtland (bassin de l'Yser) est assez comparable, ce qui met en évidence à la fois la dissymétrie du modelé de la Flandre intérieure et l'absence d'une limite topographique précise au niveau de la plaine maritime orientale.

En ce qui concerne le contact avec le haut pays, la carte accentue la limite relativement brutale que représente la vallée de l'Escaut de Valenciennes. Il faut atteindre l'autre extrémité de la région

pour retrouver une situation assez semblable, la limite de la plaine maritime calaisienne correspondant cette fois à un changement dans le système des pentes, contact qui, bien que ténu, s'impose dans le paysage et oriente le levé cartographique des formations. La Gohelle, de même qu'une partie de ce que J. GOSSELET désignait sous le terme de "plaine d'Arras" ainsi que l'Ostrevent et le N du Cambrésis, ne sont que des annexes du bas pays sans différence fondamentale dans la pente moyenne des versants, ce qui montre bien que le bas pays ne se confond ni avec la 'plaine' flamande, ni avec la zone de substrat ^{non}crayeux. Dans ce secteur, il y a certes passage progressif d'une région à l'autre, le critère étant à chercher dans l'encaissement des vallées.

A ce titre, le haut pays paraît relativement homogène, malgré des altitudes diverses, la fréquence inégale des pentes très faibles qui caractérise les zones d'interfluve étant un élément de différenciation à l'intérieur d'un style général de plateau. Mais l'intérêt de la carte est fortement réduit pour l'analyse de cette partie de la région. On note cependant que, tout à fait en conformité avec les données du paysage, le Boulonnais s'individualise mal comparativement à son annexe du Pays de Licques dont la carte des pentes illustre la relative simplicité de sa morphologie structurale (cf. Ph. PINCHEMEL, 1954). C'est dans le Haut-Artois, et surtout dans sa partie boulonnaise, que le paysage devient nettement coupé avec des versants escarpés (fig. 9) dont la carte générale ne peut rendre compte. Les valeurs maxima de pente se rencontrent dans cette région dont le type est fourni par la cuesta boulonnaise, mais qui se retrouve dans les dépressions anticlinales plus élémentaires de l'Artois (cf. J. SOMME, 1969). Le segment maximum de l'escarpement crétacé dont le profil est essentiellement concave a une pente dont les valeurs sont comprises entre 25 et 40 %, le plus souvent autour de 30 % (env. 17°). Cette partie raide du versant tombe rapidement par l'intermédiaire d'un court élément concave sur un segment minimum développé où la pente est inférieure à 6 % (P. LOCOGE, 1970). Il en résulte que les pentes de 6-10 % représentent un groupe de valeurs caractéristiques pour distinguer les unités de versant.

Dans l'ensemble du haut pays, en dehors de quelques grandes vallées (Lys, Scarpe), les pentes les plus faibles (inférieures à 1,5 %) se situent surtout au niveau des interfluves (fig. 9). Il en résulte que le paysage de bas-plateau caractérise l'ensemble avec une variation de l'encaissement et des nuances dans le modelé qui permettent globalement de distinguer le type de plateau laniéré du Haut-Artois et le type de plateau ondulé de la région sud orientale passant progressivement à la plaine. Si ce dernier secteur est plus difficile à définir, le précédent s'impose clairement et le terme de "collines" d'Artois qui sert souvent pour le désigner est inadéquat.

Trois bassins hydrographiques amont se partagent le versant N du haut pays dans l'état actuel du drainage. Les caractères du profil des principaux talwegs amènent encore à dissocier plusieurs parties dans le haut pays. Si tous les talwegs ont un profil irrégulier avec des ruptures de pente nombreuses dans le haut pays comme d'ailleurs dans le bas pays, ce qui a été établi par une mesure systématique à partir des cartes à grande échelle, ceux du Haut-Boulonnais et du Haut-Artois (bassins de l'Aa et de la Lys) présentent les anomalies les plus grandes avec une pente qui reste relativement forte jusqu'au contact des basses plaines. Les talwegs de l'Aa, de la Lys et de ses affluents ont une pente longitudinale qui tombe souvent brusquement à des valeurs inférieures à 1% juste au niveau du marais de Saint-Omer et de la plaine de la Lys (fig. 10). Le profil en long de la vallée de la Scarpe montre une réduction beaucoup plus progressive de la pente, comparable aux données fournies par les vallées picardes dont la régularité accentue le contraste entre les deux bassins versants du haut pays. La Scarpe naturelle suivait d'ailleurs une vallée qui lui faisait rejoindre encore aux débuts des temps historiques celle de la Sensée (cf. J. LADRÈRE, 1888 b), ce qui apparaît dans l'étude du profil. Ce phénomène de modification du drainage naturel est déjà un caractère typique du bas pays qui débute au S de la Sensée.

Le talweg de l'Escaut aurait un profil régulier, comparable à celui de la Scarpe-Sensée avec une pente tombant à moins de 1% au

niveau de Cambrai, ce qui correspond aussi à une limite dans les zones de la carte des pentes moyennes (fig. 4), si le bassin amont ne constituait pas une anomalie majeure par son irrégularité et ses secteurs en très faible pente ($<1\%$). Ce fait ouvre sur le thème de la morphologie du drainage en pays crayeux qui a été particulièrement étudié par Ph. PINCHEMEL (1954).

Avec la vallée de la Selle et les autres talwegs drainés par les affluents de rive droite de l'Escaut de Valenciennes, dont le bassin est très dissymétrique, réapparaît un système de pentes qui est assez comparable à celui du haut pays occidental. Mais le plan d'ensemble de la topographie est beaucoup plus simple par suite d'un dispositif de vallées parallèles. Contrairement au Haut-Artois et à ses escarpements orientés par la structure, la morphologie est totalement liée au réseau des talwegs et il n'existe pas de versants singuliers. Le schéma se reproduit avec le bassin de rive droite de la Sambre dont l'ample vallée, faiblement encaissée, se trouve en quelque sorte perchée (alt. 130 m) alors même que sa pente se réduit à des valeurs comparables à celles des talwegs de plaine du bas pays (Scarpe, Lys).

Par delà les différences liées aux variations globales d'altitude, à l'existence de versants singuliers et à la diversité de tracé des talwegs, l'asymétrie des vallées est trait commun à l'ensemble du haut pays. Les pentes les plus fortes se rencontrent ainsi surtout sur les versants exposés aux secteurs W et S. Le phénomène est remarquable par sa généralité dans la Picardie (Ph. PINCHEMEL, 1954) où les bassins de la Canche (A. GLORIOD et J. TRICART, 1952) et de l'Authie (J. DECROIX, 1967) constituent des modèles qui ont permis de mettre en évidence l'influence de l'orientation, de l'encaissement et de la longueur par une méthode statistique. Ces lois générales se retrouvent sur le versant septentrional de l'Artois avec cependant une complexité plus grande qui exige de distinguer parfois une double dissymétrie en fonction de l'échelle du phénomène : par exemple, en bordure du plateau de Laire, dissymétrie de détail des vallons adjacents de rive

gauche (J. SOMME, 1966 ; fig. 9). Cet aspect caractérise le Haut-Boullonnais et le Haut-Artois, en liaison avec des influences structurales plus complexes (cf. Ph. PINCHEMEL, 1954), alors que dans le Cambrésis et le Hainaut la dissymétrie redevient plus simple (L. DOLLE, 1924 ; J.C. CHARLET, 1967 ; J. CARTIGNY, 1971), encore que nuancée dans ses aspects (valeurs des pentes, orientation, relations avec l'encaissement et la longueur des talwegs). Dans cette région orientale, il apparaît en effet, comme le montrent les anciennes observations de J. LADRIERE, que la dissymétrie des versants, inégalement marquée dans la topographie de surface, est beaucoup plus générale si l'on tient compte des formations superficielles. Or cette évidence qui oriente l'étude du phénomène est aussi un caractère que l'on retrouve dans le modelé du bas pays.

C'est dans le bas pays qu'une définition fine du relief s'impose pour montrer la variété des types de plaines qui justifie la marquetterie des paysages dans une gamme de nuances évidemment atténuée.

En dehors des Monts, les contractes de pentes ne sont pas absents, même dans les régions les plus basses. A ce titre le talus qui limite régulièrement au NW et au SE la Plaine de la Lys est l'exemple le plus caractéristique. Sa pente peut atteindre des valeurs proches de 20 % (fig. 7), fait d'autant plus notable que ce segment maximum tombe brusquement sur une plaine quasi horizontale. Le même type de forme se retrouve à peine plus atténué avec le rebord S du Ferrain qui domine la vallée de la Marque et celui du Pévèle. En dehors de ces talus singuliers par leur relative raideur et leur orientation, les versants du bas pays ont en commun leur profil rectiligne dont la pente faible exclut parfois la cartographie à partir de l'échelle retenue (cas du Mélançois ; cf. J. SOMME, 1966). La pente longitudinale des talwegs se confond alors avec celle des versants.

L'autre trait commun du bas pays qui le rattache d'ailleurs au reste de la région est l'asymétrie des vallées. Elle s'inscrit dans une gamme de valeurs de pente très faible, mais l'indice de dissymétrie (2 à 3) est du même ordre de grandeur que dans l'Artois. Ce fait qui se manifeste avec des valeurs absolues de pentes différentes est observable aussi bien dans le Houtland (P. LEIEU, 1966) que dans la région de Lille (J. SOMME, 1966 ; fig. 7, 8). La dissymétrie des formations superficielles (épaisseur et faciès) est beaucoup plus marquée et générale que la dissymétrie topographique (cf. infra).

Plus nettement que dans le haut pays, la classe de pentes comprises entre 6 et 10 % constitue une valeur repère car, outre qu'elle permette de distinguer les versants marqués, en particulier ceux qui, dans les vallées topographiquement asymétriques, sont orientés vers le secteur W ou les talus singuliers, elle s'accompagne d'un changement dans la stratigraphie de la couverture limoneuse. L'inégale fréquence de ces pentes fournit un critère pour définir les différentes unités du bas pays.

La plaine maritime forme une unité à part par sa platitude basse (0-3 m) en arrière des dunes littorales, ses micro-reliefs allongés dans le Calaisais (alt. 5-7 m), plus diffus ailleurs avec des cuvettes dont la dénivellation est souvent inférieure au mètre, et son versant de bordure en pente insensible qui se manifeste surtout dans le changement de drainage des sols. Le Marais de Saint-Omer qui s'ouvre à Arques au débouché de la vallée de l'Aa proprement dite et se ramifie dans les vallons adjacents présente des caractères proches de ceux du marais du Calaisais méridional ; c'est d'ailleurs encore le domaine des wateringues.

La Plaine de la Lys, ainsi dénommée par J. GOSSELET, réintroduit dans la Flandre intérieure, par sa platitude (alt. 16-19 m) et son réseau de canaux, des paysages assez semblables à ceux de l'unité précédente. La vallée proprement dite de la Lys, perdue au niveau

d'Aire, se retrouve seulement à l'approche de la frontière belge. Dans l'intervalle s'étend une vaste dépression (longueur = 40 km) dont la largeur atteint 26 km et dont le tracé géométrique est accusé par un talus de bordure qui s'impose, quelle que soit son orientation, avec des pentes insolites de près de 20 %. Le fond de la plaine, dont la platitude est rompue par le bombement des parcelles, d'origine anthropique (A. GAMBLIN, 1944-1945), est en fait constitué par un double glacis de pente inférieure à 0,5 % entre 20 et 16 m d'altitude (fig.11). Le cours canalisé de la Lys, fortement modifié, occupe à peu près l'axe de l'ancien drainage naturel à l'aplomb d'un talweg fossile profond de plus de 15 m vers Armentières. Il en est de même pour les principaux affluents, encore que certains aient un tracé purement anthropique (J. GOSSELET, 1921). La plaine de la Lys constitue le fait morphologique majeur du bas pays ; par ses caractères, elle fournit également une sorte de modèle. Avec une amplitude réduite et un modelé moins tranché, la plaine de la Scarpe, de Douai à Saint-Amand (alt. 17-19 m), se rattache au même type de plaine (fig. 12).

Le reste du bas pays, situé à plus de 20 m d'altitude mis à part le N du Houtland (région de l'Yser), est constitué par une série de plaines plus ou moins vallonnées dont les types se nuancent en fonction de l'altitude, du dessin des talwegs et de la répartition des pentes. Les plaines typiques dominent, caractérisées par des pentes inférieures à 6 % et de longs versants rectilignes en pente insensible avec une asymétrie quasi constante des vallées. Quelques secteurs cependant introduisent un modelé plus vigoureux de collines en liaison avec une altitude et une dénivellation plus fortes, les changements s'opérant selon un échagement.

Le palier de 40-50 m est le plus représentatif : il concerne les plaines doucement vallonnées du bas pays central, dans la région de Lille. Le Mélandois, au SE de Lille, présente une distribution de pentes qui est la plus typique d'une plaine presque parfaite avec une proportion particulièrement forte de pentes inférieures à 1,5 % (83 %)

(fig. 6). Des mesures précises montrent que la plus grande fréquence se rencontre entre 0,5 et 1 %, la médiane se situant vers 0,5%. Les pentes supérieures à 6 % n'existent pas. Les points culminants, dépassant parfois 50 m, ne forment que des ondulations insensibles. Un type de plaine similaire, développé dans le même substrat crayeux, ne se rencontre que localement au SE de Douai, en contrebas d'un réseau de buttes sableuses alignées, élément de l'Ostrevent qui forme ainsi une région aux unités naturelles variées.

Les autres plaines présentent une répartition des pentes moins homogène. Avec le Pays de Weppes, le Ferrain et la Gohelle, il s'agit encore de plaines typiques, les pentes dépassant 6 % étant rares et la médiane se situant entre 1 et 2 %. La Gohelle (ou Plaine de Lens), au N de l'Artois, est représentative du contact entre haut et bas pays. Contrairement aux plaines de la région lilloise, les pentes faibles sont moins fréquentes ; la classe dominante de la carte (fig. 6) est celle des pentes comprises entre 1,5 et 3,5 %. Un relevé précis montre un mode net entre 1,5 et 2 %. Mais la répartition est plus groupée : les pentes dépassant 10 % sont exceptionnelles. Il s'agit d'une plaine ondulée et inclinée, régulière, sans contrastes, qui forme le modelé du long glacis dont la pente générale ne s'élève qu'à 3,5 % au pied même de l'escarpement artésien (pente moyenne : 25 %).

Ferrain et Pays de Weppes, respectivement au N et au SW de Lille, ont en commun quelques pentes supérieures à 10 % et même 20 % qui créent des contrastes topographiques locaux : il s'agit de plaines moins régulières que la Gohelle. Mais dans le pays de Weppes, les pentes supérieures à 6 % sont surtout représentées par le talus qui limite la région au-dessus de la plaine de la Lys, et si l'on néglige cette bordure il s'agit d'une plaine dissymétrique dont le modelé reste proche de celui du Mélantais, alors même que le substrat géologique est totalement différent (sables et argile au lieu de craie). Le Ferrain tend à présenter des aspects de basses collines avec des vallées asymétriques dont le versant en pente plus forte peut dépasser 6 % et surtout avec quelques mamelons (Mont d'Halluin, alt. 65, par exemple) dont

les flancs atteignent parfois 20 % (fig. 7). Cette topographie plus variée qui caractérise aussi une partie du Pévèle (C. MAILLE, 1973) s'accuse plus nettement dans le Houtland.

La Flandre intérieure s.s. ou Houtland (pays au bois) n'est pas une région naturelle simple. L'alignement des deux groupes de Monts (collines de Cassel et de Bailleul) divise le Houtland en deux parties dissymétriques. Le versant N, drainé avec incertitude par le réseau de l'Yser, est tout de suite une plaine vallonnée de faible altitude. Par contre au S, les Monts dominent un système de collines, puis de plaines, étagées vers 60-70 m et 40-45 m (P. IELEU, 1966), dont le modelé est semblable à celui du Ferrain et du Weppes. La carte de la région du Mont Noir (fig. 8) illustre le type de relief de collines avec vallées asymétriques bien marquées. La classe 3,5-6 % domine la répartition des pentes qui est assez symétrique. Les espaces en très faible pente se réduisent en effet au fond large des vallées, telle celle de la Cappelle Becque qui débouche dans la Plaine de la Lys, un peu au S au niveau de Bailleul. L'asymétrie des vallées est un fait général, mais les versants en pente plus forte tournés vers l'W ont une pente rarement supérieure à 14 %, ce qui montre le décalage avec le même phénomène réalisé dans le Haut-Artois (fig. 9). Les pentes les plus marquées (supérieures à 26 % et même à 33 %) se localisent uniquement vers le flanc S du Mont Noir : la carte met en évidence cet autre aspect dissymétrique du relief. Les pentes peuvent ainsi atteindre localement des valeurs aussi grandes dans le Houtland que dans le Haut-Artois. De même les versants sont complexes, convexo-concaves, avec de longs segments rectilignes, souvent interrompus par des replats.

L'alignement des Monts de Flandre s'accompagne d'une direction secondaire SW-NE qui se manifeste dans le détail du relief de chaque unité (fig. 8) et que l'on retrouve dans le tracé géométrique des talwegs. Mais ce caractère, particulièrement marqué dans le Houtland, est général à l'ensemble du bas pays.

3 - Les formations superficielles.

La géologie de la Région du Nord est caractérisée à la fois par l'importance de la couverture des formations superficielles, surtout limoneuses et datant du Quaternaire moyen et supérieur, et par la relative monotonie lithologique des formations secondaires et tertiaires (craies, sables ou argile) qui correspond aussi à une simplicité de la chronostratigraphie du bassin sédimentaire, puisqu'en dehors du Boulonnais, le socle paléozoïque n'a été affecté essentiellement que par les dépôts du Crétacé supérieur et de l'Eocène.

L'importance de la couverture de formations superficielles est telle que son contact avec les formations sous-jacentes s'impose en tant que fait géologique majeur ; et, pour cette raison, ces dernières sont désignées par le terme de "substrat". Si la reconnaissance de ce dernier, en place, paraît relativement facile lorsque les craies sont sous-jacentes aux formations superficielles, il n'en est plus de même lorsqu'il s'agit d'un substrat meuble, argileux ou sableux, à la fois par suite des conditions d'épaisseur de la couverture et des confusions de faciès. La présentation des données générales qui concerne la couverture, laquelle est essentielle dans la définition du fait morphologique régional, doit donc s'accompagner d'un exposé des problèmes posés par l'étude des formations et des méthodes utilisées.

3 - 1. L'importance de la couverture

Si le terme de "formations superficielles" est commode pour désigner l'ensemble des altérations qui affectent le substrat et des dépôts qui le recouvrent, il peut prêter à confusion dans une région où ces formations sont parfois très épaisses, au point d'équivaloir à un étage ancien comme le Landénien. D'autre part, ces formations sont surtout constituées par les limons dont l'extension presque continue justifie l'emploi de l'expression "couverture" et appelle une étude attentive. Les autres formations ont un rôle plus local et, sauf au niveau de certains colmatages de talweg, l'épaisseur de la couverture

est surtout imputable aux limons. L'importance de cette couverture, ainsi définie dans un sens large, est le premier fait à mettre en évidence dans la présentation du relief régional (fig. 13).

Si la couverture, considérée globalement, est pratiquement toujours présente et réduit à de faibles zones les affleurements du substrat, son épaisseur est variable en fonction des conditions topographiques (plateaux et interfluves, versants, talwegs) qui interviennent cependant d'une façon différente selon les régions. Il existe des relations systématiques entre la topographie et la puissance de la couverture, valables pour l'ensemble de la région, qui expliquent les variations locales d'épaisseur relative. Ainsi les versants en pente faible (pente inférieure à 8-10 %) sont plus couverts, et cela se manifeste particulièrement dans le cas des vallées asymétriques dont le versant en pente douce est tourné vers le secteur oriental. Fait général également à l'ensemble de la région, le comblement du fond des principaux talwegs atteint rapidement la valeur de 10 m : Aa en aval de Lumbres, Yser, Lys en aval de Théroutanne, Lawe, Clarence et Deûle dès leur sortie du Haut-Artois, Haute Scarpe-Sensée en aval d'Arras, Basse Scarpe à partir de Douai, Escaut peu après sa source actuelle, Sambre dès l'amont de Catillon.

Plus importante est la différenciation régionale. En règle générale, aussi bien dans le bas pays que dans le haut pays, les épaisseurs augmentent d'W en E. En position de plateau ou de versant, la couverture, réduite à quelques mètres et encore discontinue dans le Haut-Artois, s'épaissit pour atteindre 10-15 m, et même parfois plus de 20 m, dans le Cambrésis et le Hainaut. Cette région orientale forme un premier ensemble original avec une couverture continue, du même ordre d'épaisseur aussi bien sur les interfluves et versants que dans les talwegs. Au SE (S du Cambrésis, région de la Sambre), les épaisseurs sont même plus fortes (15 à 25 m) sur les parties hautes de la topographie qu'au niveau des vallées (10 à 15 m). La couverture s'annule vers l'axe constitué par la Sensée et l'Escaut, mais à l'E de

Valenciennes se maintient un secteur fortement couvert (région de Marly-Curgies) avec 10 à 15 m de limons, qui se prolonge au niveau de la confluence de la Scarpe et de l'Escaut avec le remblaiement important de ces vallées.

Au-delà de l'Escaut de Valenciennes commence un second ensemble qui, jusqu'à une ligne jalonnée par l'Aa et l'alignement des Monts de Flandre, correspond à la région centrale où les épaisseurs moyennes de la couverture sont comprises entre 3 et 10 m. Dans le bas pays, le colmatage des vallées devient le fait primordial : plus de 20 m pour la Deûle et la Marque autour de Lille, pour la Lys en aval d'Armentières, à telle enseigne qu'il réduit de moitié l'énergie du relief observable au niveau du substrat. En effet, les sommets sont souvent peu couverts (quelques mètres) et la couverture s'épaissit sur les versants. Il en est ainsi du Pays de Weppes et du Ferrain, mais des contrastes régionaux subsistent puisque dans le Mélantais la topographie du substrat est simplement moulée par une couverture limoneuse de quelques mètres (2 à 4 m). De plus la coïncidence entre les dépressions topographiques et les zones fortement colmatées n'est pas totale, car la Plaine de la Lys, de même que celle de la Scarpe, n'a qu'une couverture moyenne de 3 à 6 mètres qui n'est pas plus forte que celle des régions environnantes plus élevées (Pays de Weppes et S du Houtland). C'est au travers de ces plaines que les sondages révèlent des chenaux profondément colmatés (par ex. 15 à 20 au N de la Plaine de la Lys). De telles accumulations sans relation avec la topographie actuelle peuvent exister également dans les zones culminantes ; le record semble être fourni par le sondage récent de Toufflers, au SE de Roubaix (file Lille 1/25 000 n° 8, $x = 663,780$; $y = 329,385$; $z = 33$) qui a traversé 34 m de limons, sables et graviers sans atteindre le substrat (comm. orale J. LEPLAT, S.G.N., 1972).

Le Haut-Artois central juxtapose, en fonction de ses contrastes topographiques, des éléments de couverture d'épaisseur variable. Les maxima observés dans les talwegs (5 à 10 m) se retrouvent sur le

plateau et sur les versants peu escarpés alors que le substrat est sub-affleurant sur les versants plus raides. La Gohelle fait transition et constitue un prolongement de la sous-région du Mélantois avec une couverture assez faible.

Le Haut-Boulonnais accentue les caractères du Haut-Artois. La couverture est surtout épaisse sur les plateaux culminants, tapissés de formations argileuses à silex qui remplissent des poches coalescentes (parfois plus de 10 m). L'élément limoneux qui affecte toute la topographie est réduit à quelques mètres. Ce caractère est général pour toute la région occidentale.

La dépression du Boulonnais peut se diviser en deux secteurs. La partie orientale n'a qu'une couverture de formations superficielles peu épaisse (en moyenne de l'ordre du mètre) et très discontinue, sous l'influence directe des conditions topographiques. Contrairement au reste de la région du Nord, elle tranche également par le faible colmatage des talwegs où les rivières coulent souvent au niveau du substrat, caractère qui se retrouve dans le "Petit Boulonnais" (Pays de Licques). La partie occidentale se différencie de la précédente par le colmatage des vallées qui atteint rapidement une trentaine de mètres au niveau du littoral aussi bien de la Manche (Winereux, Liane) que du Pas-de-Calais (Wissant et vallon du Fart).

Les mêmes valeurs s'observent en bordure du littoral de la plaine maritime dont le remblaiement d'origine essentiellement marine en fait une région particulière. Pour être plus généralisée et d'origine différente, la couverture de la plaine maritime a une épaisseur du même ordre que celle des vallées de la région intérieure. Cette observation confirme le caractère dominant du bas pays qui se définit comme un ensemble colmaté.

Ce tableau montre la complexité qui existe dans la répartition de la couverture de formations superficielles, envisagée simplement sous l'angle de la puissance ; elle s'explique, comme nous le

verrons, par la variété et l'âge des termes stratigraphiques qui la constituent. Pour l'instant, il est nécessaire de souligner les difficultés que crée cette couverture dans la reconnaissance directe ou indirecte (sondages) du substrat.

Elle est d'abord un obstacle à l'observation directe, en affleurement, des formations secondaires ou tertiaires, et, faute de cette donnée indispensable, l'étude morphologique au niveau du substrat trouve d'emblée sa limite. Le champ de recherche qu'offre la couverture elle-même se trouve aussi souvent borné à la partie superficielle. Ces données conditionnent étroitement le travail dans ce type de région, tout autant que l'intense occupation anthropique.

En revanche, l'abondance des forages et sondages profonds fournit une riche moisson de faits pour la connaissance du substrat. Depuis les premières synthèses de J. GOSSELET (1904 b, 1905 a, 1911 d, 1913 e, 1922), ces données ont servi de base à la cartographie géologique, surtout dans le bas pays. Cependant, l'estimation de la couverture de formations superficielles et la reconnaissance corrélative du toit du substrat s'avèrent parfois particulièrement difficiles à la lecture des coupes-foreur. C'est le cas lorsque la couverture repose ou est supposée reposer sur un substrat argilo-sableux tel que le Landénien. Le contact est par contre plus nettement déterminable lorsqu'il s'agit d'argile compacte (Yprésien) ou de craie. L'incertitude est parfois encore plus grande lorsque le foreur néglige la description précise du faciès et désigne une formation par un terme stratigraphique. Certains niveaux, tel l'Argile de Louvil, ont ainsi connu une fortune particulière.

La région qui est concernée par ces problèmes est surtout la partie qui s'étend du Pays de Weppes à la Sambre. A. BONTE (1955 a) a montré les difficultés de l'estimation du remblaiement dans les vallées de la Deûle et de la Marque au N de Lille. J. GOSSELET (1904 b, 1905 a, 1913 e) avait précédemment montré son incertitude dans l'interprétation des sondages de la même région et dans ceux de la région

houillère (Douai, Valenciennes) : ses tableaux récapitulatifs sous-estiment parfois l'importance de la couverture. Une telle attitude peut être une source d'erreurs sur des cartes géologiques récentes. C'est notamment le cas sur les feuilles de Carvin, Douai et Valenciennes où l'extension du substrat landénien affleurant ou subaffleurant a été exagérée. Dans la région de Douai et dans la Plaine de la Scarpe, le faciès sableux de la base de la couverture remaniée est la cause de l'incertitude. Par contre, sur la rive droite de l'Escaut, au niveau de Valenciennes, la couverture, à la fois épaisse et essentiellement limoneuse, repose directement sur la craie (cf. travaux de J. LADRIERE, J. CARTIGNY, 1971, et coupe de Marly) et il n'y a pas lieu d'admettre une grande extension du Landénien en place. La même évidence existe pour la feuille voisine du Quesnoy qui attribue également une trop grande importance au Landénien.

Enfin, la couverture de formations superficielles impose à la cartographie géologique qui se préoccupe essentiellement du substrat d'utiliser des artifices qui risquent d'être trompeurs. C'est le cas des "fenêtres" dans le manteau superficiel qui permettent de montrer les contacts et les discordances.

3 - 2. La définition granulométrique des formations

La couverture, qui a été envisagée jusqu'à présent globalement sous l'angle de son épaisseur, comporte différents types de formations meubles : argileuses, limoneuses, sableuses, caillouteuses. Les dépôts grossiers (cailloutis), essentiellement composés de silex, occupent une place à part, par suite de leur localisation particulière linéaire (terrasses, comblement de fonds des talwegs) ou ponctuelle ("diluviun" des plateaux). Ils n'ont également qu'une importance réduite dans le substrat qui, en dehors des craies, présente une gamme de formations tertiaires allant des sables aux argiles. C'est pour ces formations fines de la couverture superficielle et du substrat que des définitions précises apparaissent nécessaires, certaines confusions provenant d'une terminologie vague ou inadéquate. Comme la différenciation entre couverture et substrat est problématique dans certains secteurs, il faut surtout insister sur la signification du terme "limon".

Une classification descriptive des formations fines s'impose au préalable ; elle est fondée sur la texture (ou composition granulométrique) car il s'agit du caractère déterminant, défini par l'observation directe et l'analyse et s'exprimant qualitativement et quantitativement, numériquement et graphiquement (cf. A. LOMBARD, 1949). Pour la définition des classes texturales et des faciès des formations, j'utilise les normes proposées dans le sein de la commission pour la stratigraphie des loess de l'INQUA (J. FINK, 1967) (fig. 14) :

Faciès	dimensions des grains en μ				
	2000	200	50	20	2
	sable grossier	sable fin	limon grossier	limon fin	argile
sableux	> 45 %		< 40 %		< 15 %
sablo-limoneux	> 25 %		40-75 %		< 25 %
limoneux	< 25 %		> 50 %		< 25 %
argileux					> 25 %
argilo-limoneux			40-75 %		> 25 %
argilo-sableux	45-85 %				> 15 %

Le fait essentiel est le choix de la dimension de 50 μ comme limite supérieure de la fraction limoneuse . Il est en accord avec la recommandation du Colloque sur les limons du Bassin de Paris (J.P. LAUTRIDOU, 1969 b) et devient d'un usage généralisé à la suite des pédologues (M. JAMAGNE, 1967 ; P. DUCHAUFOR, 1970 ; J. AMERYCKX et G. VERSCHELDE, 1962). C'est aussi la limite qui a été finalement retenue pour la légende de la carte géomorphologique de la France au 1/50 000 (1970).

Le triangle des textures (fig. 14) a l'avantage d'être partagé d'une façon simple, alors que les diagrammes des pédologues, adaptés à des besoins d'analyse détaillée, sont de ce fait complexes.

L'important est surtout la limite de 25 % pour la teneur en argile des faciès limoneux qui se révèle un excellent critère distinctif pour les paléosols développés dans les loess. Ce diagramme présente cependant un point de faiblesse pour caractériser les formations présentant un mélange à peu près équivalent des trois fractions.

Les formations seront donc définies en fonction de la proportion des fractions texturales, étant entendu que le terme "argile" est considéré dans un sens granulométrique. La prise en considération des trois fractions n'est évidemment qu'une approche imparfaite du type de sédiment, surtout pour les argiles où il faut tenir compte de l'importance de la fraction purement colloïdale ($d < 0,2\mu$) et pour les limons où doit être distinguée la part respective de limon grossier ($d = 50\mu$ à 20μ) et de limon fin ($d = 20\mu$ à 2μ).

Le terme de limon, comme les autres, peut être pris dans trois acceptations différentes comme cela a été rappelé lors du Colloque sur les limons du Bassin de Paris (J.P. LAUTRIDOU, 1969 b) : définition d'une fraction granulométrique, définition d'une composition granulométrique, définition géologique. Ce troisième sens doit être précisé car il est d'un usage consacré (cf. "limons des plateaux" sur les cartes géologiques) et il est en cause dans l'utilisation de termes comme "couverture limoneuse" ou "limons". Si, en toute rigueur, le terme de limon doit désigner une roche où domine la fraction granulométrique correspondante, son usage doit être étendu à un ensemble stratigraphique lui-même dominé par la roche limoneuse sans qu'elle soit exclusive. Ainsi G. DUBOIS (1931 ~~x~~) complétait la définition en précisant que la roche pouvait contenir des graviers, des cailloux roulés, et recouvrait d'un manteau continu, sur les plateaux et sur les pentes, les roches de différents âges. La définition géologique doit être plus large encore car elle doit englober tous les aspects stratigraphiques de la formation (mélange de roches et variations latérales de faciès, couverture discordante pouvant s'étendre sur toutes les parties de la topographie), tout en restant purement descriptive sans préjuger de

l'origine précise des constituants. Le terme collectif de "limons", caractérisant la formations géologique, désigne donc un complexe litho-stratigraphique de formations superficielles continentales meubles où la fraction granulométrique limoneuse joue un rôle dominant. Comme nous le verrons, un tel complexe peut contenir des éléments stratigraphiques importants de texture sableuse ou caillouteuse, alors que les termes proprement argileux sont plus rares.

Parallèlement à cette distinction purement granulométrique des faciès, les différents types de dépôts éoliens (fig.14) se définissent par leurs caractères texturaux et structuraux (J. FINK, 1967 ; légende de la carte des loess d'Europe au 1/2 500 000) même si la part du processus purement éolien dans leur mise en place reste discutée. Le terme de "loess" gagne à être pris dans un sens assez large pour désigner une formation limoneuse, d'origine partiellement ou totalement éolienne, qui s'inscrit dans un cycle morphogénétique de climat froid et dont les modalités varient en fonction des conditions climatiques régionales (cf. J.P. LAUTRIDOU, 1969 b). La distinction du "loess typique" défini par des critères objectifs de texture et de structure évite là encore de réduire un terme à un sens trop étroit, dans le cadre d'un débat génétique, et correspond au souci de faire du vocabulaire un outil pour la reconnaissance stratigraphique de terrain.

En regard de ces définitions, des termes comme "limons des plateaux" ou "limon rouge à silex", utilisés sur les cartes géologiques régionales, sont inadéquats. Le premier néglige en effet le caractère stratigraphique fondamental d'une formation de couverture qui s'étend parfois surtout sur les versants et dans les talwegs ; il aboutit alors à une contradiction cartographique ou bien est la source d'erreurs dans l'interprétation de la mise en place de la formation et de sa conservation. Le second ne convient pas pour désigner, à la bordure de l'Artois, des formations sablo-caillouteuses localisées, où la fraction limoneuse est mineure, sinon absente, mises en place dans le cadre de l'érosion linéaire des cours d'eau, pour lesquelles le terme de

"diluvium" a longtemps été utilisé ; le plus simple est de parler dans ce cas de "cailloutis" au stade descriptif, car les éléments grossiers (fraction supérieure à 2000 μ) caractérisent la formation.

Enfin le terme d'"argile à silex" (s.l.) demande à être élucidé en liaison avec le complexe des limons car il en fait stratigraphiquement partie et ses éléments comportent souvent une notable proportion limoneuse et sableuse. Il apparaît dès l'abord préférable de parler de "formations argileuses à silex" pour désigner un complexe stratigraphique qui s'individualise à la base de la couverture des limons par l'importance de la fraction granulométrique argileuse.

La définition texturale des formations du substrat est tout aussi nécessaire, bien que les recherches aient été moins poussées en ce domaine, car les assises stratigraphiques sont surtout définies par une terminologie lithologique. Dans une perspective géomorphologique, il est nécessaire d'appliquer la même méthode à la définition de ces formations, d'autant plus que les faciès sableux et argileux du Tertiaire sont souvent confondus avec le Quaternaire.

3 - 3. Méthodes d'étude

Les conditions géologiques régionales marquées en particulier par l'importance de la couverture quaternaire imposent une recherche stratigraphique. Cette méthode se révèle fondamentale pour l'interprétation géomorphologique car elle concerne l'étude de formations corrélatives de l'évolution du relief. Elle répond aussi aux exigences de la région qui, d'une part, se trouve à une limite de la zone des loess de l'Europe moyenne à proximité des Pays-Bas où a été définie une stratigraphie qui s'impose de plus en plus largement, et qui, d'autre part, possède les localités-types de la subdivision du Flandrien marin.

La recherche stratigraphique de terrain, préoccupation importante de ce travail, implique, surtout pour les formations continentales, une méthode d'enquête non ponctuelle. Cela exige à la fois

L'étude de longues coupes et l'observation d'affleurements nombreux et rapprochés, de façon à saisir les relations entre les formations et les conditions morphologiques actuelles ou passées, et les variations latérales, locales et régionales, de faciès. Ces méthodes de terrain (levé détaillé des profils, reconnaissance des unités litho- et pédostratigraphiques, sondages) sont précisées à propos des formations limoneuses quaternaires (cf. 3e partie).

Outre la bibliographie, souvent ancienne, qui a l'avantage de fournir des données descriptives datant d'une époque où les coupes étaient plus nombreuses et qui appelle des exposés historiques, la documentation a reposé sur l'inventaire des dossiers de sondages et forages établis par le Service Géologique Régional (B.R.G.M.). Leur abondance particulière dans la région, qui est liée à la densité de l'occupation humaine et aux activités industrielles, est en fait très inégale selon les secteurs. Leur répartition est à l'image des contrastes de la géographie économique régionale, et les zones à dominante rurale n'offrent guère de données sur leur sous-sol, ce qui introduit un facteur de déséquilibre dans la connaissance détaillée des conditions profondes et limite la solution de certains problèmes, en particulier dans le bas pays. Ainsi, en de nombreux secteurs, la position exacte du toit du substrat antéquaternaire reste ignorée, et malgré la richesse des données acquises, la géotechnique régionale est affrontée constamment à des découvertes insolites. Il faut ajouter que la documentation est aussi très variable, description lithologique insuffisante des strates, manque de données sur la couverture superficielle. Enfin, on peut regretter que la réglementation du Code minier, rigoureuse pour la confidentialité, ne permette pas d'enregistrer tous les travaux de faible profondeur.

Des données supplémentaires ont été fournies par des analyses de laboratoire, en liaison directe avec la recherche de terrain. Elles n'occupent cependant qu'une place subordonnée car l'ampleur des problèmes posés aussi bien que la complexité des techniques appellent

des recherches spécialisées qui, lorsqu'elles manquent, ne peuvent évidemment être assumées dans le cadre d'un travail géomorphologique. Le bilan des travaux antérieurs a souvent nécessité un véritable défrichage et obligé à un inventaire des données du terrain qui ne permet qu'une synthèse explicative provisoire, mais qui se révèle l'étape nécessaire pour d'autres recherches (+).

En relation avec les préoccupations majeures du travail de terrain conditionné lui-même par les caractères propres de la région, les analyses menées personnellement ont porté principalement sur la granulométrie, la morphométrie et la morphoscopie. La granulométrie globale des formations fines a été déterminée, au Centre de Géomorphologie du CNRS pour une première série d'échantillons, et au Laboratoire de Géomorphologie de Lille ensuite, soit par la méthode du Bain-Marie-Rivière, soit par celle de la pipette Robinson, soit encore conjointement par les deux procédés pour contrôler la valeur des résultats (cf. N. CUNAT-BOGE, 1973).

L'analyse granulométrique des fractions sableuse et limoneuse grossière a été réalisée par tamisage à sec à l'aide d'une série de tamis AFNOR (ouverture des mailles en progression de raison $\sqrt[10]{10}$). En vue de l'étude morphoscopique, les échantillons ont en règle générale été préalablement traités à l'eau oxygénée et à l'acide chlorhydrique et lavés. L'exploitation statistique de la granulométrie de la fraction sableuse n'a été menée que sur les formations dans laquelle cette fraction a une valeur représentative du mode de dépôt, en l'occurrence sables francs et sables légèrement argileux ou limoneux. Il est en effet indispensable de tenir compte de la proportion représentée par la fraction sableuse et de la répartition granulométrique globale pour interpréter l'analyse sableuse. Par exemple, dans le cas des loess et de beaucoup de formations limoneuses, la fraction sableuse n'a en elle-même pas de signification car la coupure de 50μ intervient à l'intérieur de la partie la mieux classée du dépôt.

(+) Celles-ci sont en cours dans le cadre de groupes de travail constitués avec les collègues belges et néerlandais, à la fois pour le Quaternaire marin et pour le Quaternaire continental.

La morphoscopie des sables s'avère utile, en particulier comme critère de reconnaissance du substrat en place, dans la mesure où elle révèle les héritages et les façonnements successifs des grains, alors même que les caractères texturaux d'une formation superficielle provenant du remaniement d'un sable marin peuvent rester très proches de ceux du matériel originel. Il en est ainsi dans la région du Nord où le stock constitué par l'Eocène est très uniformément composé de sables fins marins bien classés. L'analyse morphoscopique a été effectuée, selon les principes de A. CAILLEUX et de J. TRICART, sur l'ensemble des plages fournies par le tamisage jusqu'aux petites dimensions (0,1 mm), ce qui permet l'établissement de courbes. L'examen des particules aux petites dimensions révèle une certaine indépendance entre l'état de surface et le degré d'usure. Ainsi dans les sables ayant subi des actions périglaciaires, la matité existe alors que les grains sont très faiblement usés en raison de leur petite dimension.

L'étude des formations caillouteuses n'a pu donner lieu qu'à des analyses limitées par suite de la rareté des formations à galets en dehors des cordons marins quaternaires et du "Diestien", et de la monotonie pétrographique (silex). Dans les dépôts grossiers du Pléistocène continental, la plupart des silex sont peu usés et il n'est pas possible de leur appliquer des méthodes morphométriques définies pour des formations à galets.

En outre, il a été fait appel à d'autres laboratoires ou chercheurs pour effectuer des analyses précises en fonction de problèmes particuliers : minéralogie, palynologie, micro- et macropaléontologie, datation absolue. Mais dans chacun de ces domaines, les données restent évidemment très fragmentaires et incitent à des recherches systématiques.

C'est de la complexité des combinaisons qui existent entre les caractères de la topographie et ceux des formations, tant du substrat que de la couverture, que résulte la diversité des paysages géomorphologiques. Le contraste entre haut et bas pays ne se résoud pas dans l'opposition entre région crayeuse et région tertiaire puisque le substrat crétacé prend en écharpe les plaines avec le Carembault et le Mélantois. D'autre part, pour influencée qu'elle soit par le substrat antéquaternaire et sa topographie fossile, la différenciation régionale au niveau des formations superficielles ne permet pas de subdiviser séparément le haut et le bas pays. Les divers aspects (fig. 13) se nuancent avec des limites plus ou moins tranchées selon une double composante SN et EW qui n'est pas exactement celle de la trame du relief. Enfin, la complexité est relativement plus grande dans les plaines, aussi bien en ce qui concerne les caractères de la couverture que les rapports entre la topographie actuelle et la morphologie fossile inscrite au toit du substrat. Celle-ci est évidemment l'une des clés de la compréhension générale du relief de cette région sédimentaire qui fait transition entre le bassin parisien de la Manche et celui de la mer du Nord. A cette échelle, l'histoire du bassin est en cause et il est nécessaire de préciser les données de la paléogéographie du substrat. Mais l'importante couverture essentiellement quaternaire recèle les jalons des morphologies fossiles successives, faits qui se situent à une autre échelle, et qui ne peuvent être mis en évidence que par une recherche à la fois stratigraphique et régressive. Cette double enquête à laquelle sont consacrés les chapitres des deux parties suivantes est apparue nécessaire pour fournir, au terme d'une sorte de convergence, les arguments de l'interprétation géomorphologique.

2 ème Partie

LE SUBSTRAT ANTEQUATERNAIRE

Dans une région où la couverture de formations superficielles allochtones masque en général le substrat, il serait tout aussi logique d'aborder l'inventaire des unités stratigraphiques jouant un rôle direct dans la géomorphologie par ces formations de surface souvent épaisses. Cependant l'examen préalable du substrat antéquaternaire est utile car ses matériaux ont alimenté une partie de la couverture. Plus largement, si cette dernière montre les étapes dans le façonnement du modelé, il est évident que la disposition du substrat explique la localisation des volumes principaux du relief.

Comme le montrent les études menées dans les bassins sédimentaires voisins, le dispositif structural est l'aboutissement d'une évolution tectonique relativement ancienne dont la trame est inscrite dans le socle. L'étude du substrat concernera les formations crétacées supérieures et tertiaires, puisqu'en dehors du Boulonnais, les dépôts secondaires antérieurs sont absents. Elle permet de définir le style structural du bassin sédimentaire à travers la relative simplicité de la stratigraphie qui s'accompagne d'une assez grande monotonie lithologique (craies, sables ou argiles), et de préciser l'éventuel héritage dans le relief actuel de cette évolution ancienne. Pour cela, les données paléogéographiques sont tout aussi importantes que les aspects purement stratigraphiques.

La géologie du Nord a donné lieu récemment à une mise au point dans un fascicule des Annales de la Société Géologique du Nord (1969), mais comme cet ouvrage, conçu sur un plan régional pour servir d'introduction aux cartes géologiques détaillées, ne comporte pas d'exposé synthétique sur la paléogéographie et la stratigraphie, il est apparu utile de tenter un tel bilan, à partir du Secondaire, pour la compréhension des données lithologiques et structurales en situant plus largement la région dans l'ensemble des bassins parisien et gallo-belge.

CHAPITRE 1-

LA DISCORDANCE INFRACRETACEE ET LE CRETACE

1- L'absence de Jurassique.

L'absence de Jurassique dans la plus grande partie de la région du Nord est le fait fondamental initial de la paléogéographie de cette portion du bassin sédimentaire. Le Jurassique cesse d'affleurer au niveau d'Hirson et ne réapparaît que dans la boutonnière boulonnaise. Sa limite d'extension sous le Crétacé a été précisée grâce aux sondages de reconnaissance pétrolière (C.F.P. (M) COPESEP, R.A.P. et S.N.P.A., 1965). A l'W, elle correspond grossièrement à la dépression boulonnaise; coïncidence qu'il faut souligner. Le Ternois et la région littorale comprise entre la Canche et l'Authie sont dépourvues de Jurassique dont la limite réapparaît au niveau de l'estuaire de cette dernière rivière pour prendre un tracé assez rectiligne WNW-ESE, recouper la vallée amont de la Canche et passer par Bapaume et le Sud du Cambrésis pour rejoindre le coude supérieur de la Sambre, et de là traverser le plateau de la Capelle-en-Thiérache. Par conséquent, ce n'est qu'au niveau du Cambrésis que l'extension du Jurassique déborde vers le Nord de la ligne de partage des eaux entre le bassin de l'Escaut et celui de la Somme (fig. 15)

Cette limite qui diffère dans la partie W de celle de J. GOSSELET (1881 a) et qui confirme, aux détails près, celle de P. PRUVOST et E. LEROUX (1935), est celle du Bathonien qui déborde obliquement le Lias, puis le Bajocien vers le N. Le Lias, encore présent à Guise, manque à Péronne et à Amiens où le socle paléozoïque est directement recouvert par le Bajocien. A Gouzeaucourt, à l'W de l'Escaut supérieur, le Bathonien repose directement, à 217 m de profondeur, sur le Tournaisien (P. CELET, 1968, 1969). Il en est de même dans le Boulonnais où le Lias est bien représenté au sondage de Boulogne alors que le massif primaire de Leulinghen-Ferques est directement recouvert par le Bathonien (A. BONTE, 1969). Il semble bien que cet étage représente le terme le plus transgressif du Jurassique et que ses faciès indiquent une sédimentation littorale (A. BONTE, 1968a).

Cependant dans le pays de Licques, le gisement de Surques, dans la vallée de la Ham supérieure (lieu-dit "La Commune", feuille Desvres n° 2, x = 572, 1 ; y = 339, 3 ; z = 85), à la limite même d'extension actuelle du Jurassique, est rattaché aux grès séquanien de Brunembert (carte géologique St Omer 1/80 000, 1957). Ce pointement de grès éolien, mal observable, sinon dans le lit même du cours d'eau qui entaille le substrat, comme c'est souvent le cas pour les parties amont des talwegs dans la région boulonnaise, avait cependant été attribué au Bathonien supérieur (J. GOSSELET, 1912b).

Il s'agirait en fait de la terminaison orientale d'un panneau jurassique dont l'épaisseur est de 96 m à Sanghen (SW de Licques) et de 55 à 72 m à Surques (NW d'Escoevilles), conservé dans un bloc basculé et faillé, au S du prolongement de la faille boulonnaise d'Epître qui viendrait se terminer au niveau de la surélévation du socle primaire de Rebergues où les grès et psammites famenniens sont subaffleurants (L. DOLLE et J. GOSSELET, 1907b ; A.P. DUTERTRE, 1921 ; J. GOSSELET, 1922).

Ce serait donc la continuation dans le pays de Licques du dispositif structural du Boulonnais nord-oriental où le Crétacé repose en discordance, successivement du N au S, sur le socle primaire du massif de Ferques et sur le Jurassique (Bathonien, Callovien, Oxfordien) à l'W de Boursin. Cela permet de confirmer au passage l'identité de condition structurale entre le Bas-Boulonnais et le pays de Licques, appelé justement "Petit-Boulonnais" par J. GOSSELET (1896b), similitude qui se retrouve dans la morphologie.

La limite d'extension du Jurassique dans ce secteur est donc liée à des conditions structurales qui ont préservé ces formations de l'érosion infracrétacée. Comme cette situation semble générale, il apparaît difficile de reconstituer l'aire des mers jurassiques dont le maximum paraît établi avec le Bathonien. Cependant, il semble bien que l'extension actuelle de ces formations corresponde à peu près à une limite paléogéographique de sédimentation. En effet, il n'a jamais été fait mention d'éléments jurassiques remaniés dans les dépôts infracrétacés qui surmontent le socle dans le reste de la région du Nord.

Vers le N, il faut atteindre la Campine pour retrouver en profondeur des sédiments du début du Secondaire. Antérieures au Tries, des formations poudinguiformes (Poudingue de Malmédy) ont été parfois parallélisées avec des dépôts analogues de l'Artois désignés sous le nom de "conglomérat de Fléchin" (J. GOSSELET, 1908 ; J. GOSSELET et L. DOLLE, 1910 ; P. ANTUN, 1954). En effet des sédiments bigarrés, composés d'argilites rouges, de conglomérats à galets de roches primaires et de sables, fortement discordants sur le socle et recouverts à leur tour en discordance par le Cénomanien, jalonnent le Haut-Artois de la Clarence à l'Aa. Ils sont connus en affleurement en particulier dans la haute vallée de la Lys (Dennebreucq, Audincthun) et à l'amont de Surgeon (Fléchin, Fobvin-Palfart, Cuhem). Ces conglomérats et marbres

rouges de l'Artois, de faciès fluviatile, ont été longtemps attribués au Permo-Trias, mais ils sont actuellement plutôt considérés comme datant du Carbonifère supérieur ou du Permien (E. MERIAUX, 1961 ; Ch. DELATTRE, 1969 a), leur déformation datant d'une phase orogénique hercynienne tardive. La limite d'extension du Permo-Trias, à peu près parallèle à celle du Jurassique, est nettement décalée au S de la Somme (fig. 16).

L'absence de Trias-Jurassique, dans le recouvrement crétacé, est donc bien établie, de l'Artois au N de la Belgique, dans une vaste zone prolongeant l'Ardonne jusqu'à l'Angleterre (L.D. STAMP, 1947).

Cette incursion dans la paléogéographie jurassique est en effet nécessaire pour comprendre la position du Bassin du Nord par rapport à celui du Paris. Dès l'origine, le bassin sédimentaire présente une individualité en liaison avec l'axe ardennais et ses prolongements qui se confirmera au cours de son évolution. Si la limite de la synclise parisienne est déjà fixée au niveau du flanc sud de l'Artois, c'est au N de la Belgique qu'il faut chercher son équivalent avec le début du bassin néerlandais, élément du bassin de la mer du Nord (A.J. PANNEKOEK, 1956). L'ensemble sédimentaire franco-belge correspond à la remontée du socle primaire sous le recouvrement crétacé et (ou) tertiaire, avec le prolongement des unités structurales de l'Ardenne, conséquences des tectogenèses calédonienne et hercynienne : du S au N, le massif de Rocroi (prolongé par l'anticlinal de Picardie), le bassin de Dinant, l'anticlinal faillé du Condroz chevauchant (faille du Midi) le bassin de Namur, le massif du Brabant (P. FOURMARIER, 1954 ; A. BOURDZ, 1960 ; A. BEUGNIES, 1964 ; C.F.P. (M), COPESEP, R.A.P. et S.N.P.A., 1965 ; G. WATERLOT, 1969 a) (fig. 16). Le massif cambro-silurien qui caractérise le socle paléozoïque de la Moyenne et Basse Belgique se prolonge jusqu'en Angleterre, formant un sillon entre l'Est Anglie et le Brabant qui sépare le bassin de la mer du Nord et celui de la Manche (A. GUILCHER et J. BEAUJEU-GARNIER, 1958 ,P. 16).

- - -

Ainsi, de même qu'une grande partie du bassin anglais au N de Londres, le bassin franco-belge apparaît comme un accident superficiel et tardif. La carte des isobathes du toit du Primaire de l'ensemble franco-belge (A. BOURDOZ, 1960 ; C.F.P. (M), COPESEP, RAP et S.N.P.A., 1965 ; R. LEGRAND, 1968) montre que le socle est en général au dessus de la cote -300 (fig. 17). Cette isobathe-repère, passant au N par Bruges et le Limbourg, et au S par Rue et Péronne, ne marque un faible rentrant, dans la région du Nord de la Franco, qu'au niveau de la plaine maritime flamande (-360 à Grovelines) et que le long du littoral boulonnais, du Cap Gris-Nez à Hardelot-Plage. Les plaines de la région du Nord correspondent donc structurellement à un bassin à faible couverture sédimentaire.

2- La surface du socle et le Crétacé inférieur et moyen.

Si le socle est souvent à faible profondeur et si même il affleure fréquemment le long de l'Artois, il ne joue qu'un rôle morphologique direct mineur car son apparition en surface est étroitement localisée à quelques points des vallées artésiennes au niveau de boutonnières élémentaires (Ph. PINCHEMEL, 1954) : haute vallée de la Lys de Matringhem à Dennebreucq, Surgeon à Febvin-Palfart et Fléchin, Clareaux à Pernos-en-Artois, bassin supérieur de la Lawe à la Comté et Rebreuve, ou au sommet de l'escarpement de faille qui domine la Gohelle à Bouvigny Boyeffles et Marqueffles (fig. 18).

Il est donc utile de définir les conditions structurales de la discordance qui interviennent dans l'explication de ce faible dégagement de la surface du socle. Plus largement, pour l'ensemble de la région, il est nécessaire de faire le point sur les données paléogéographiques fournies par les dépôts discordants crétacés. Cette analyse débouche sur l'histoire tectonique du bassin qui conditionne les variations d'épaisseurs et de faciès de la couverture et montre une continuité des déformations, à l'image des données récentes fournies par le Bassin Parisien.

L'émersion de la région du Nord continue après le Jurassique jusqu'au Crétacé moyen où les transgressions marines commencent à l'Aptien-Albien ne deviennent générales qu'avec le Cénomanién et définitives au Turonien. Dans le détail, malgré de nombreuses discussions à partir des informations fournies par la prospection houillère depuis le siècle dernier, les données restent encore souvent incertaines et souffrent d'une absence d'étude générale récente. En effet, en dehors du Boulonnais, du Bassin de Mons et de l'Ardenne où les formations de la base du Crétacé sont observables en affleurement et constituent en conséquence des régions de référence, dans le reste du Nord les données sont fournies par les sondages profonds dont beaucoup, liés à la recherche houillère, sont anciens. Ces informations montrent que le socle primaire est recouvert par deux types de formations détritiques de base :

- d'une part, des dépôts localisés, parfois étonnamment épais, attribués au faciès valdieu du Crétacé inférieur.

- d'autre part, des formations en général peu épaisses (de l'ordre du mètre ou de la dizaine de mètres), en stratigraphie nettement plus continue où l'on a pu reconnaître ou discuter la présence de l'Aptien, de l'Albien et du Cénomanién. La base conglomératique de la série crayeuse a été définie par les mineurs du terme générique de "tourtia", mais sa signification stratigraphique est variée (P. PRUVOST et al., 1957) et elle ne résout pas toujours les problèmes posés par les dépôts éventuellement sous-jacents.

Les deux types de formations seront envisagées successivement car elles fournissent, dans la mesure où elles peuvent être clairement distinguées, des renseignements sur deux phases générales différentes :

- La longue période encore continentale qui va de l'Hercynien au Crétacé inférieur ;

- L'approche et le début des transgressions marines qui marquent le Crétacé moyen et l'apparition véritable du bassin sédimentaire nordique.

2- 1. Le Wealdien

Les témoins de la phase continentale antérieure au Crétacé moyen ont été reconnus en sondages en de nombreux points de la région du Nord et attribués au Wealdien car leur faciès est très semblable à celui d'Angleterre. Ces formations wealdiennes sont connues en affleurement d'une part dans le Boulonnais à l'W et d'autre part, vers l'E, dans le Tournaisis, le bassin de Mons et le Hainaut. L'interprétation des sondages profonds, dans l'intervalle, s'appuie donc sur ces coupes visibles aux deux extrémités de la région qui montrent la variété des faciès et surtout celle des modes de gisement.

Le Wealdien du Boulonnais repose en forte discordance sur les divers étages du Jurassique moyen et supérieur et même directement sur le Primaire au N de la région de Marquise (Hardinghen) (Ph. PINCHEMEL 1954 ; A. BONTE, 1965a, 1969). Dans cette région, s'il tapisse encore largement la surface infracrétacée, il n'a plus qu'une épaisseur réduite (20 m maximum) par rapport à l'énorme accumulation du Weald. Le Wealdien du Boulonnais se montre à l'affleurement sous des faciès divers : sables grossiers avec lits fréquents de galets et cailloux (quartz et roches primaires), souvent en stratification entrecroisée ; sables argileux blancs très fins ; argiles grises, jaunes et ligniteuses ou argiles bariolées. Ce dernier faciès est le plus caractéristique, même si la détermination du Wealdien en place a souvent été exagérée au détriment du remaniement et de la sédimentation quaternaires, comme pour les autres formations détritiques de la base du Crétacé en position affleurante. L'étude détaillée des carrières de la Longueville, menée dans le cadre du lever de la carte géomorphologique de Desvres, a ainsi montré que le Wealdien en place n'affleure pas, mais se trouve recouvert par plusieurs mètres de formations pléistocènes avec paléosols (P. LOGGÉ, 1970).

Il faut atteindre, vers l'E, le Hainaut avec la réapparition en surface du socle primaire et le bord N du bassin de Mons pour retrouver le Wealdien en affleurement. En bordure du socle ardennais, dans la région de Maubeuge, Fourmies et Hirson, on le rencontre sous la forme soit d'une couche assez régulière peu épaisse (5 m environ) soit d'une accumulation plus importante au niveau de poches s'enfonçant dans le socle du Jurassique (G. WATERLOT, A. BEUGNIES, Y. GODFRIAUX, 1967 ; Ch. DELATTRE, G. WATERLOT, A. BEUGNIES, A. BONTE, J.N. HATRIVAL, 1969 ; G. WATERLOT, B. WATERLOT, 1969 ; G. WATERLOT, 1963 a,b ; B. WATERLOT, 1970 ■). Les faciès sont tantôt sableux et grossiers, tantôt argileux. Ce dernier a donné lieu à Féron-Glaçon, près de Fourmies, à une détermination détaillée de la flore et de la microflore (A. CARPENTIER, 1927 ; A. DELCOURT et G. SPRUMONT, 1959 ; G. DEPAPE, 1961 ; P. CORSIN et P. CORSIN, 1970), cosmopolites, qui s'apparentent à celles du Wealdien anglais et qui représentent un faciès de base du Crétacé inférieur.

Les renseignements fournis par le Bassin de Mons sont encore plus intéressants car ils montrent les dépôts wealdiens soit sableux (Thieu) soit argileux (Hautrage) conservés sur le flanc N du bassin subsident avec de fortes épaisseurs, selon "une bande à peu près continue, visible en affleurement ou cachée sous le crétacé marin, disposée sur près de 40 km d'W en E (R. MARLIERE, 1954 a). Il s'agit, dans le site d'Hautrage (NW de Mons, Belgique) d'argiles grisâtres, plus ou moins ligniteuses, accumulées sur 141 m et reposant sur le Houiller. Au N du village de Thieu (NE de Mons) la sablière dite du château St Pierre montre un complexe de sables blancs à stratification fréquemment entrecroisée de lits et lentilles de cailloux pugilaires empruntés au socle paléozoïque (quartz, quartzites, psammites, silexites, phénites) avec, plus rarement, des argiles sableuses grises peu ligniteuses ; l'épaisseur de la formation serait ici de 65 m environ. Ces deux types de faciès qui sont généraux dans le Wealdien indiqueraient des conditions de sédimentation soit lacustre, soit fluvio-lacustrielle (R. MARLIERE, 1946, 1969, 1970)

Les modes de gisement du Wealdien, reconnus en affleurement, notamment en Belgique, sont de trois types : poches dans le substrat calcaire (givétien, frasien, dinantien), "puits naturels" en forme de cheminées très profondes, vastes dépressions lacustres et chenaux torrentiels (R. MARLIERE, 1954 a). Cette variété avait déjà été mise en évidence par J. GOSSELET (1881, a). Le dernier mode de gisement correspondrait à un paléorelief, conservé surtout dans le Bassin de Mons. Dans le Boulonnais, l'existence d'une topographie fossile préwealdienne a donné lieu à discussions depuis longtemps (J. GOSSELET, 1881 a; MUNIER CHALMAS, 1899 ; H. PARENT, 1893 d, 1903 ; G. PELLAT, 1903). L'irrégularité des conditions du dépôt du wealdien, jointe à la variabilité latérale des faciès, amène Ph. PINCHEMEL (1954) à y voir le résultat d'un remblaiement qui a fossilisé une morphologie en pleine évolution. Mais cette interprétation s'oppose à celle qui fait appel à la dissolution pour expliquer les poches wealdiennes et des conclusions récentes tendent à y voir non pas un remplissage des cavités préexistantes, ni des ravinements, mais le témoignage d'un enfoncement récent à la suite de la décalcification superficielle du substratum (A. BONTE et I. GODFRIAUX, 1958 ; A. BONTE, 1965 a). Il faut tenir compte cependant du fait que les gisements observés dans le Boulonnais sont en position subaffleurantes, souvent sous recouvrement quaternaire et qu'ils ont été affectés par les phénomènes périglaciaires.

Pour expliquer les poches et les "puits naturels" pénétrant le substrat primaire, il est aussi fait appel en général aux phénomènes karstiques, mais essentiellement fossiles cette fois, superficiels lorsqu'il s'agit de simples poches développées dans le calcaire paléozoïque, profonds lorsque les puits naturels s'ouvrent dans le terrain houiller schiste-gréseux comme celui de Bernissart (Bassin de Mons), célèbre par sa faune d'Iguanodons, dont le remplissage détritique s'enfonce de 120 m sous la tête du Primaire environnant (R. MARLIERE, 1954 a). Les études hydrogéologiques tiennent compte en effet d'une karstification profonde du calcaire carbonifère dont la nappe alimente la région industrielle

de Roubaix-Tourcoing (M. GULINCK et R. LEGRAND, 1969). Les puits naturels du Tournaisis, qui se manifestent en surface seraient dus à des effondrements localisés au niveau de fissures karstiques enfouies sous la couverture (G. LEFEBVRE et R. LEGRAND, 1964). Des karstifications plus anciennes ont pu commander des phénomènes identiques ultérieurs dont certains ont un effet superficiel, et influencer la sédimentation, comme cela a été envisagé dans le Viséen (H. PIRLET, 1970). Dans le Boulonnais, les poches de la surface du Dinantien sont d'ailleurs nettement plus anciennes puisqu'elles piègent des formations contenant une flore infra-miasique (P. CORSIN, 1950 ; P. BRICHE, P. DANZE-CORSIN et J.P. LAVEINE, 1963) et qu'elles sont recouvertes par le Jurassique. Il apparaît donc que le modelé karstique du socle primaire est un phénomène très complexe dans ses formes et sa genèse et que les dépressions remplies de Wealdien représentent un bilan d'une évolution longue à épisodes éventuellement répétés.

Ces données acquises aux deux extrémités de la région peuvent éclairer les observations tirées des sondages profonds. Entre le Boulonnais et le Bassin de Mons, le Wealdien n'a en effet pu être reconnu qu'en forages et on attribue à cet étage des formations qui semblent accumulées essentiellement dans des poches ou des "puits" localisés. Certes, dans la région de Valenciennes qui prolonge justement le Bassin de Mons, du côté français, il s'agit encore de vastes dépressions comme le "Torrent d'Anzin", entre Valenciennes et Denain, ainsi dénommé par les mineurs à cause des venues d'eau dans une accumulation sableuse (épaisseur moyenne 8-9 m ; maximum : 15 m) (J. GOSSELET, 1913,b,c,e ; M. LERICHE, P. PRUVOST, A. BONTE, L. DOLLE, 1947 ; J. DESOIGNIES, 1967) ; Récemment une détermination de la micro-flore wealdienne, montrant de grandes affinités avec celle de l'Avennois et de la Grande-Bretagne, a été faite dans des sables blancs à lits argileux riches en débris végétaux d'une poche à Vieux - Condé (J. LEVET-CAPRETTE, 1966), ce qui confirme l'importance du Wealdien dans cette région proche du Bassin de Mons.

Mais dans le reste du Nord, les formations attribuées au Wealdien n'existent que d'une façon sporadique et parfois douteuse lorsqu'il s'agit d'un liseré à la limite du socle.

Dans quelques cas le Wealdien a été reconnu sur des épaisseurs étonnantes dans des conditions de gisement localisé qui s'apparentent au type "puits". Dans la vallée de l'Aa, le sondage de Blendecques, en amont d'Arques (BRGM 12.2.42), a rencontré 13 m de sables, graviers et lignites qui avaient déjà provoqué la surprise de J. GOSSELET (1922) qui qualifiait ce sondage d'"extraordinaire". Un peu en amont, un autre forage à Wizernes (BRGM 12.1.11) a montré 7 m de sables et d'argile verte ou blanche. Dans la vallée de la Lys, une poche profonde (plus de 20 m) pourrait exister à Dalettes (sond. n°77 carte géol. St Omer 1/80 000) ainsi qu'à Thérouanno où J. GOSSELET (1922) signalait des galets de quartz et de calcaire avec du sable sur une épaisseur de 28 m. Le même auteur indiquait également (1911d) des épaisseurs importantes d'Albien-Wealdien à Ligny-les-Aires et Auchy-au-Bois. A Roex, dans la vallée de la Scarpe, ce serait 62 m qu'il faudrait attribuer au Wealdien (sond. BRGM 27.5.34, feuille géol. Douai 1/50 000) si une partie n'appartient pas à l'Albien (J. GOSSELET, 1922) alors que les sondages voisins ont toujours rencontré le socle sous le "tourtia" cénomanien. Les mêmes données sont fournies par certains sondages de la région lilloise (G. WATERLOT, 1960 1969, b) où J. GOSSELET (1905a) signalait la complexité de la surface du Primaire. Des poches ou des fissures obliques provoquent la rencontre, en forage, de superpositions anormales, le calcaire carbonifère étant traversé par des passés de formations détritiques de remplissage, comme par exemple à Loos (PAGNIEZ et BREGI, 1905) aux forages Brabant et Guillemaud (J. GOSSELET, 1905 a, sond. n° 199 et 206). A Halluin (sond. BRGM 9.7.23, feuille géol. Lille-Halluin 1/50 000) une poche peu étendue, car les sondages voisins ne l'ont plus rencontrée, contient 22 m de "sable plus ou moins ferrugineux, glaise et cailloux" attribués au Wealdien par J. GOSSELET (1905a, sond. n° 240). A Don, sur le Deûle en amont

de Lille, une poche plus profonde encore (55 m) s'enfonce dans le socle dolomitique avec un remplissage de sables, galets et argiles dont la stratigraphie détaillée (P. PRUVOST, 1914) évoque le faciès fluviotorrentiel du Bassin de Mons. Un forage voisin, exécuté plus récemment, laisse supposer que la poche est plus importante encore (G. WATERLOT, 1969 c).

Compte-tenu de l'inégale densité des sondages profonds, il est difficile d'apprécier l'importance des gisements attribuables au Wealdien. Beaucoup d'incertitudes règnent encore à propos de ces formations de base de la couverture crétacée. L'âge du Wealdien du Bassin de Mons reste approximatif : Crétacé inférieur, éventuellement Valanginien-Hauterivien, ou un peu plus récent dans certains cas (R. MARLIÈRE, 1970). Les formations reconnues en sondage peuvent être d'âge différent, la distinction entre Wealdien et Crétacé plus récent, Albien en particulier, étant incertaine, certains dépôts détritiques de l'Artois peuvent être l'équivalent du "conglomérat de Fléchin" (E. MERIAUX, 1961). Il importe surtout de retenir la présence de formations détritiques continentales conservées dans des dépressions de la surface primaire pour la reconstitution du modèle de cette topographie fossile. L'interprétation de ces dépressions qui paraissent le plus souvent localisées, si du moins les informations ponctuelles des sondages ne faussent pas trop l'observation, fait appel le plus communément à la dissolution. Il est certain que la plupart des poches wealdiennes ont été rencontrées sur substrat calcaire dont on connaît par ailleurs la profonde karstification. Cependant lorsqu'il s'agit de cavités anormalement profondes, il semble nécessaire de faire appel à une explication plus complexe tenant compte de la structure du socle. G. WATERLOT (1969 c) pense que la poche de Don, dans la vallée de la Deûle, correspondrait à une "zone de fractures dans la dolomie s'alignant du NW au SE suivant la direction des plis synclinaux et des failles qui fragmentent le socle comme celles de Cysoing, de Seclin et de Carvin". Déjà J. GOSSELET (1906a) interprétait la fragmentation du

calcaire primaire dans la région d'Armentières et les anomalies de certains sondages (Erquinghem-sur-Lys, PAGNIEZ et BREGI, 1905) où le Crétacé est beaucoup plus épais, par une faille de même direction que celle de la Lys. Les cartes récentes du toit du Primaire (CFP (M), COPESEP, RAP et GMPA, 1965) montrent bien l'existence d'un réseau de faille, mais orienté de Lille à Armentières, soit SE-NW, dont celle de Beilleul qui passe au niveau d'Armentières se manifeste par un rejet vertical à la surface du Primaire.

Cette relation entre les poches de Wealdien et les failles du socle paraît bien générale. En effet la poche de Roeux se localise au niveau de la faille de Marqueffles (fig.108). De même les vallées de l'Aa et de la Lys sont traversées par le réseau de failles artésien. Le lever de la nouvelle carte géologique de St Omer (J. DESOIGNIES et P.M. THIBAUT, 1968) a mis en évidence dans la couverture des failles de faible rejet qui coïncident avec les poches de Delettes, Théroutanne, Wizernes et Blendecques.

On peut dès lors se demander si la karstification fossile même exagérée à la faveur des dislocations du socle, suffit à rendre compte des gisements wealdiens et si ces derniers ne sont pas en rapport avec une morphologie fossile plus complexe liée notamment aux failles du socle. Il faut pour cela se référer aux données de la structure boulonnaise dans la mesure où, en particulier, le Jurassique fournit dans cette région un repère géométrique qui manque dans le reste du Nord. Ph. PINCHEMEL (1954) confirme l'importance de la phase tectonique "boulonnaise" (néocimérienne), à la suite des travaux de A. BRIQUET (1922) et de P. PRUVOST (1925), phase tectonique qui aurait créé un synclinorium faillé (tandis que la phase "artésienne", épicrotécée, aurait substitué une voûte affectée d'ondulations secondaires) avec des plis précrétacés principalement déjetés vers le Sud (tandis que les plis tertiaires le sont surtout vers le Nord) et une plongée générale des terrains jurassiques de l'E vers W

/

(tandis que ceux du Crétacé sont inclinés de l'W vers l'E). Ces conclusions ont cependant été en partie modifiées par les travaux de A. BONTE qui considère que l'importance de la phase jurassique semble avoir été surestimée et que le sous-sol boulonnais a surtout subi un gauchissement d'ensemble avec relèvement de l'arrière - pays, les grands accidents étant essentiellement dus à la phase artésienne, au moins dans leur stade final, car ils sont probablement superposés à des failles hercyniennes, elles-mêmes dérivées de contraintes développées antérieurement dans le socle (A. BONTE, 1969). En effet certains arguments qui tendaient à prouver l'existence d'escarpements de failles nivelés lors du dépôt des premières turmes crétacées se sont révélés sans valeur dans la mesure où ces terrains sont quaternaires (faille d'Épître à Bouvrequent, par exemple). Cependant là où le Crétacé est incontestable, le regard de la faille est parfois de sens contraire dans le Jurassique et dans le Crétacé, comme dans le cas de la faille longitudinale d'Henneveux (feuille Desvres 1/50 000). Nous avons déjà mentionné l'anomalie du gisement jurassique du Pays de Licques qui pourrait s'expliquer par une faille prolongeant celle d'Épître par l'intermédiaire d'un accident transversal au Mont Cornat affectant le Crétacé. Il est possible que la faille de Sanghen, dans le Pays de Licques, affecte légèrement le Crétacé, mais le rejet serait bien supérieur dans le Jurassique. L'existence d'une tectonique cassante, imputable à la phase boulonnaise, semble donc devoir être maintenue pour certains accidents. Cela s'accorde, d'ailleurs avec la complexité reconnue aux failles artésiennes, "épicrotécées au moins dans leur stade final" et "répercussion superficielle de failles profondes qui ont pu jouer à diverses reprises et dans des sens différents" (A. BONTE, 1969).

Comme ce faisceau d'accidents se prolonge dans le reste du Nord, le problème du rôle joué par la tectonique jurassique et infra-crétacée reste posé pour l'ensemble de la région, en l'absence de couverture correspondante. Or les données récentes fournies par le Bassin de

Paris ont montré l'importance des accidents tectoniques dès le Jurassique (F. HERITIER et J. VILLEMIN, 1971). Il semble donc nécessaire de considérer la structure du socle sous la couverture crétacée du Nord comme le bilan d'une évolution tectonique complexe qui ne se limite pas aux résultats des mouvements hercyniens tardifs. Cette perspective est particulièrement utile pour comprendre l'histoire tectonique ultérieure du bassin qui n'apparaît progressivement comme tel qu'avec les transgressions du Crétacé moyen et supérieur.

2- 2. L'Aptien et l'Albien

Les premiers dépôts marins crétacés ont été attribués, dans le Boulonnais, à l'Aptien avec des argiles noires et des sables ferrugineux surmontant le Wealdien ; or les analogies de faciès avaient souvent donné lieu à des hésitations et des discussions (A. BRIQUET, 1906 b, E. LANGRAND, 1923 ; P. PRUVOST, 1925 ; R.P. DUTERTRE, 1923 , 1935 ; JP. et P. DESTOMBES, 1937). Ph. PINCHEMEL (1954, p. 179) rapporte qu'"les sables de St Etienne-au-Mont et les sables et argiles glauconieuses de Wissant forment un ensemble de terrains tendres qui, près du littoral, peut atteindre trente mètres de puissance" et ajoute qu'ils ont les caractères pétrographiques du Wealdien. Or, beaucoup de ces gisements paraissent devoir être rattachés soit au Wealdien, soit à l'Albien (cas de la gaize de la forêt de Desvres) et certains d'entre eux se sont révélés, en partie ou totalement, des formations quaternaires (sables de St Etienne au-Mont, de Beuvrequent, de Ladquent, "dunes aptiennes" de la Pointe-aux Dies et de Wissant) (A. BONTE et I. GODFRIAUX, 1958 ; A. BONTE et P. BROQUET, 1962 ; A. BONTE, 1966a , 1969). Dans ce dernier site, il s'agit en effet de formations argilo-sableuses litées surmontant un cailloutis à E. meridionalis et H. major (J. de HEINZELIN, 1964 ; F. POPELIN, M. TERS, Ch. SEILLIER, 1969) qui appartiennent au Pléistocène moyen, l'ensemble de la topographie étant modelée dans les formations quaternaires.

L'Aptien qui était largement représenté sur l'ancienne carte géologique (Boulogne-Calais, 1/80 000) se trouve fortement réduit sur les nouvelles feuilles au 1/50 000 qui regroupent Albien inférieur et Aptien. Il semble d'ailleurs que l'attribution aptienne conservée pour certains gisements puisse encore donner lieu à des révisions et que ces formations subaffleurentes soient quaternaires. A plus forte raison est il difficile de reconstituer avec précision l'extension des mers à l'Aptien et à l'Albien, au delà du Boulonnais, à partir des données fournies par les sondages. Des fossiles aptiens remaniés dans des argiles noires attribuées à l'Albien ont été signalés à la bordure N de l'Artois (Ch. DELATTRE, 1967 , 1969 a). Dans le Cambrésis, l'Aptien a été reconnu en sondage sous forme d'argiles noires sableuses et pyriteuses dans les poches de la surface primaire (C. ARSIGNY, 1964 ; J. SORNAY, 1968 , p. 34-35).

Mais ce n'est qu'à partir de l'Albien qu'il est possible de se représenter l'extension du bassin marin vers l'E, la transgression atteignant alors le bassin de Mons (fig. 19).

Dans le Boulonnais, les sables verts albiens et l'argile du Gault sont transgressifs : ils reposent sur l'Aptien à l'W et sur le Wealdien à l'E. C'est en effet dans la partie occidentale que l'assise est la plus épaisse (25 m à Wissant pour le Gault proprement dit alors que sa puissance est en moyenne ailleurs d'une dizaine de mètres) (J.P. et P. DESTOMBES, 1937) en corrélation de faciès avec les dépôts équivalents anglais qui sont cependant plus épais comme pour le Wealdien. La tendance du bassin de sédimentation à s'approfondir à l'W, amorcée dès le Bathonien dont la ligne de rivage s'infléchit vers le NW alors que celles du Lias étaient orientées E-W, se confirme avec le Crétacé moyen (A. BONTE, 1969).

En dehors du Bas-Boulonnais, les sondages qui ont rencontré un complexe surtout sableux relativement épais, sans doute essentiellement albien, surmontant directement le socle ou le Wealdien, se localisent dans le Calaisis : 14 m à Calais (J. GOSSELET, 1922), 13,5m à Marck (coredrill R.A.P. n° 15, sond. B.R.G.M. feuille Calais 6 - 4), 8 m à Calais - Virval (sondage profond R.A.P. Cal 101, sond. B.R.G.M. feuille Guines 2 - 60 et log stratigraphique, 1971), 4 m, 5 à Gravelines (J. GOSSELET, 1922 ; OLRY, 1903-1904 ; sond. B.R.G.M. feuille Calais 8 - 22) ; dans le Pays de Licques : 20 m à Audenfort, 15 m à Surques, 5 à 20 m à Licques (J. GOSSELET, 1922) ; et dans la région de l'Aa supérieur : 10 m à Hucqueliers, 18 m à Herly (sond. B.R.G.M. feuille Fruges 2 - 6 et 3 - 26, 1968). Au delà de cette zone occidentale qui se limiterait à l'Aa de Gravelines à St Omer et la Lys supérieure et qui aurait subi la transgression dès l'Albien inférieur (H. PARENT, 1928), les épaisseurs se réduisent rapidement vers l'E et le SE en même temps que la formation devient sporadique et douteuse ou remaniée.

Cependant dans le Hainaut la transgression crétacée débute à l'Albien moyen ("grès vert", "meule") et la formation, sous un faciès arénacé (sables et graviers) et avec une faune appauvrie et naine, atteint une épaisseur de 180 m dans le Bassin de Mons (R. MARLIERE, 1969 ; 1970) évoquant "un milieu épicontinental peu profond, subsident, dont la salinité subissait une réduction progressive (comme aujourd'hui en Mer Baltique) de l'W vers l'E" (R. MARLIERE, 1954 , p. 430). L'amorce du bassin est donc esquissée à cette date avec son apophyse orientale du Bassin de Mons qui va désormais se manifester constamment. Le Bas-Pays reste cependant émergé (Flandre intérieure, région de Lille) et sans doute aussi une partie de l'axe artésien où le Primaire du Haut-Pays est recouvert directement par le Cénomanién (Ch. DELATTRE, 1969)

La transgression crétacée débute à l'Albien au S de Marcoing, dans le Cambrésis, où ses dépôts reposent sur le Bathonien à sa limite septentrionale d'extension (sond. Gouzeaucourt Gz 101, n° B.R.G.M. feuille Cambrai 7-50, P. CELET, 1968), mais à Cambrai, les marnes du Turonien inférieur reposent sur le socle par l'intermédiaire du tourtia cénomanien. Des mouvements tectoniques importants ne semblent pas encore se manifester et l'Albien du Bassin de Mons est en pseudo-concordance à Thieu avec le Wealdien (R. MARLIERE, 1969). Mais H. PARENT (1928) envisageait dès l'Albien dans l'Artois l'amorce d'un mouvement de bascule d'W en E pendant que continuait l'affaissement du Boulonnais. Il est certain que dans la partie côtière (région de Wissant) le bassin était le plus profond. Il comporte aussi une accumulation locale très forte d'Aptien et d'Albien (50 à 80 m) se superposant à celle du Wealdien (max. total : plus de 170 m à Wissant) dans l'axe d'un synclinal NE - SW, parallèle au littoral actuel, d'Escalles à Wissant, qui indiquerait une déformation contemporaine du dépôt au niveau d'un accident d'importance régionale, vieille direction méridienne du socle qui aurait regagné à plusieurs reprises notamment à la charnière Jurassique-Crétacé et au Tertiaire (J.P. et P. DESTOMBES, 1963).

3 - Le Crétacé supérieur

3 - 1. Cénomanien

Après la régression qui se situe à la fin de la période albienne, sensible dans le Bassin de Mons et dans le Pas-de-Calais (R. MARLIERE, 1954 a), la transgression cénomanienne, marquée à la base par un tourtia à galets de roches primaires et modules phosphatés et des sables glauconieux, épais de quelques mètres, est désormais plus générale. Représentée dans le Boulonnais et la région de St Omer par une quarantaine de mètres de sédiments crayeux (A. BONTE, 1969 ; J. DESOIGNIES et P. M. THIBAUT, 1968), elle affecte la plus grande partie de la région du Nord sauf le Mélançois, où le socle est recouvert par un tourtia d'âge turonien (J. GOSSELET, 1905 a ; G. WATERLOT, 1969 b). Le front de la transgression

semble ainsi se limiter à une ligne parallèle à la frontière dans le prolongement de l'axe du Mélançois (fig. 19). A partir de l'Artois et du bassin houiller, les épaisseurs attribuées au Cénomanien diminuent du S vers le N. L'étage qui a 25 m au S de Douai (Bellonne, N° B.R.G.M. 27-6-30, feuille Douai 1/50 000) n'a plus que 15 à 18 m à Dourges et Oignies, au N d'Hennin-Liétard, et il semble que dans ces derniers forages seule la partie supérieure du Cénomanien soit représentée (J. DESOIGNIES, 1968). Dans la plaine de la Lys, le Cénomanien de la région houillère de Lens-Béthune et de l'Artois (épaisseur moyenne : 20 à 30 m), a été reconnu par les sondages pétroliers à Merville (sond. S.N.P.A. Me 4, n° B.R.G.M. feuille Hazebrouck 6-8) et au Douliou (sond. S.N.P.A. HK 1, n° B.R.G.M. feuille Hazebrouck 2-1) avec, respectivement, 12,5 m et 24,5 m d'épaisseur, sous un faciès d'argile calcaire grise. A Bailleul, le niveau n'aurait plus que 3,5 m de puissance (sond. S.N.P.A. Ba 1, n° B.R.G.M. feuille Hazebrouck 3-5). L'extension du Cénomanien sous le Houtland serait donc plus importante qu'on ne pensait, surtout au niveau de la Flandre maritime. A Crochte (SW de Bergues), l'argile cénomanienne a encore une épaisseur de 28 m (sond. R.A.P. n° 4, n° B.R.G.M. feuille Cassel 3-2).

A l'autre extrémité de la région, dans le Bassin de Mons et le Hainaut, le Cénomanien est transgressif sur l'Albien et gagne le socle hercynien dans la Tournaisis et la Thiérache. Il forme en particulier un nouveau golfe au niveau de Bavay-Maubeuge (R. MARLIERE, 1969a, 1970) et sa limite d'extension s'étend vers le SSE par Avesnes, Fourmies et Hirson. A la hauteur de cette dernière ville, ce front cénomanien rejoint selon un angle très marqué la limite de l'Albien qui se superpose à peu près à celle du Jurassique, orientée sensiblement E-W, ce qui montre bien le rôle de pivot de toute la bordure N du Bassin de Paris, joué par cette région hirsonnaise (A. BONTE, 1969). Les deux phases transgressives cénomaniennes, séparées par une faible régression, qui ont été mises en évidence par R. MARLIERE dans le Bassin de Mons, avec la succession d'une série organo-clastique (assise de Bernissart) et d'une série marneuse (assise de St Aybert)

se retrouvent à la bordure du socle ardennais sous un faciès côtier et des épaisseurs réduites à quelques mètres. Dans la région de Maubeuge, le Cénomanien inférieur, connu sous le faciès, dit "Sarrazin", de calcaire grossier, est débordé par les marnes argileuses et glauconieuses ("dièves inférieures") du Cénomanien supérieur (G. WATERLOT, 1954 b, 1963 b ; B. WATERLOT, 1970 a).

La superposition des deux assises, séparées par un niveau de Tourtia (Tourtia de Mons ou de Valenciennes) se poursuit au SW du Bassin de Mons jusqu'à Denain, montrant que la faible régression suivie de la transgression du Cénomanien supérieur s'est faite selon l'axe de l'Escaut de Valenciennes. Au delà, vers l'W, dans les régions de Douai, Lens et Béthune, la série cénomanienne devient stratigraphiquement homogène avec un faciès de marne crayeuse (dièves blanches), épais de 20 à 30 m. Cette sédimentation inaugure la série des "dièves", terme utilisé par les mineurs pour désigner des marnes argileuses, tandraes, se gonflant dans l'humidité et se transformant en boue plastique, et pour les distinguer de la craie proprement dite ; le mot aurait d'ailleurs la même origine que celui de "bief" (J. GOSSELET, 1904 b, 1911 a).

A partir de la Lys, le faciès marneux du Cénomanien du l'Artois tend à être remplacé par un faciès crayeux qui annonce une autre province lithologique, celle du Boulonnais. Dans cette dernière région, l'étage, épais d'une quarantaine de mètres, qui forme la falaise du Petit-Blanc-Nez, est essentiellement constitué, au-dessus d'une argile gris-bleu plastique vraconienne (10 m) difficile à distinguer lithologiquement du Gault, du niveau de tourtia (1,50 m) et d'une couche de craie glauconieuse et sableuse (1,50 m), par une craie grise, marneuse, dure dont la base est relativement imperméable (assise dans laquelle doit être creusé le Tunnel sous la Manche) et dont la partie supérieure est au contraire perméable (A. BONTE, 1969). Le Cénomanien a déjà une puissance plus réduite dans le Pays de Licques et ne comporte plus les bancs épais et compacts de calcaire qui servent à faire le ciment (J. GOSSELET

et L. DOLLE, 1907). Dans la vallée de l'Aa, le Cénomanien, épais de 35 m, qui repose sur le Primaire affleurant à Dennebreucq, est formé par une craie blanche légèrement argileuse à passées dolomitiques et gréseuses (J. DESOIGNIES et F.M. THIBAUT, 1968). Mais dans cette région la variation de faciès est rapide, et un terme marneux peut apparaître à la base qui est conforme à la stratigraphie du Cénomanien de la cuesta de bordure du Boulonnais.

Dans toute la région centrale du Nord où le Cénomanien est marneux, sa limite supérieure reste imprécise car il est recouvert par un Turonien inférieur et moyen également marneux et l'ensemble de ces terrains est souvent regroupé sur les cartes. L'étage cénomanien reste ainsi mal défini à son sommet (zone à Actinocamax plepus) comme à sa base (Vraconien) (R. MARLIERE, 1964 , 1970 ; J. MAGNE et J. POLVECHE, 1961).

3 - 2. Turonien inférieur et moyen

Des problèmes stratigraphiques identiques existent pour les assises crayeuses du Turonien et du Sénonien. Depuis J. GOSSELET, plusieurs niveaux de dièves ont été traditionnellement distingués d'après leur couleur : blanches, vertes, bleues, grises, parfois jaunes et rouges, et considérées comme des niveaux stratigraphiques s'étageant du Cénomanien supérieur au Turonien moyen, les deux assises principales de la région du Nord étant celle des "Dièves vertes" ou marnes à Inoceramus lebiatus (Turonien inférieur) et celle des "Bleues" ou marnes à Terebratulina rigida (Turonien moyen), correspondant respectivement aux Dièves moyennes et supérieures du Hainaut belge (J. CORNET, 1919). Mais cette nomenclature simplifiée reste confuse et la chronostratigraphie de ces formations fondée sur une macrofaune qui peut être en relation directe avec les faciès, est encore discutée, à la lumière nouvelle des données fournies par la microfaune (J. POLVECHE, 1960 ; J. MAGNE et J. POLVECHE, 1962 ; R. MARLIERE, 1970 ; F. ROBASZYNSKI, 1971 a).

Ces problèmes stratigraphiques rendent incertaine la reconstitution paléogéographique détaillée. Pour s'en tenir aux données générales, la transgression du Cénomanién supérieur se poursuit au Turonien d'une façon ininterrompue, ce dont témoignent les discussions mêmes sur la limite stratigraphique, et chaque assise déborde en général la précédente sur le socle dans le Bassin de Mons, le Mélançois, la Flandre méridionale belge et la bordure ardennaise (Fig. 19). Sur l'axe du Mélançois, le socle est recouvert par le Turonien inférieur ou moyen et la limite d'extension de cet étage s'arrête vers l'E au niveau de l'Escaut à Tournai où le Turonien moyen est transgressif sur le Primaire et un témoin de Cénomanién (G. WATERLOT, 1969 b). Au N du Tournaisis, cette limite est reportée nettement vers l'E entre l'Escaut et la Dendre (région de Renaix) et de là s'oriente du SE au NW jusqu'à l'embouchure de l'Yser. Dans le Bassin de Mons, le Turonien supérieur est fortement discordant sur le Wealdien et l'Albien conservés à la bordure N (Thieu) ; il atteint Anderlues à l'extrémité orientale et recouvre le Dévonien au S (Haulchin). De là la limite actuelle d'extension du Turonien pénètre largement dans l'Entre-Sambre et Meuse puisque le Crétacé de Thudinio (SE de Thuin) s'étage du Turonien supérieur au Maestrichtien (R. MARILLIERE, 1954). La limite méridionale actuelle du Crétacé supérieur franchit donc la Sambre entre Jeumont et Erquelines, au niveau même de la frontière franco-belge, selon l'axe NW-SE du golfe de Havay qui a servi de chenal étroit de transgression dès le Turonien inférieur et moyen. En effet alors que le Turonien supérieur recouvre directement le socle primaire dans l'ensemble de ce golfe, qui prolonge le Bassin de Mons, avec des faciès identiques transgressifs (Fortes-Toises, Rabots et Craie de Maisières), les marnes moyennes et inférieures existent localement sur une forte épaisseur (plus de 32 m) à Vieux-Reng (NW de Jeumont) (G. WATERLOT, 1963 b). Cependant le Turonien supérieur ("Fortes-Toises") est encore présent à Maubeuge où il repose sur le Cénomanién supérieur par l'intermédiaire d'un tourtia (dit de Maubeuge) récemment mis en évidence, ce qui confirme le rôle littoral de la région de la Sambre (F. ROBASZYNSKI, 1971 b).

Au S, les limites turoniennes actuelles sont en général en retrait par rapport à l'extension du Cénomanien. C'est en particulier le cas entre Maubeuge et Bavi où sous le Landénien, s'étend un vaste "lambau" cénonien, extérieur au Bassin de Mons par ses faciès côtiers (marnes sableuses avec sables et graviers du Cénomanien supérieur, transgressif sur le calcaire grossier jaunâtre dit "Sarrazin" du Cénomanien inférieur) (G. WATERLOT, 1954 , 1963 a). A partir de Berlaimont, la limite actuelle du Turonien inférieur franchit la Sambre et coïncide avec celle du Cénomanien vers Avesnes, puis reste légèrement en retrait vers Fournies et Hirson. Le Turonien supérieur cesse d'exister sous le Tertiaire au niveau de la Forêt de Mormal et ne dépasse guère la vallée de la Sambre à partir de Landrecies. Il faut atteindre vers l'W la rive droite de la vallée de la Selle et de l'Escaut à Valenciennes pour voir apparaître le Sénonien. Ce dispositif, à la bordure ardennaise, dans le Hainaut et aux confins du Cambrésis et de la Thiérache, est dans son état actuel dû à l'érosion infrolandénienne, mais les différentes assises perdent progressivement de leur épaisseur vers l'E (J. GOSSELET, 1880 a) ce qui indique la proximité de la limite de sédimentation (G. WATERLOT, 1963 b).

Les faciès des assises turoniennes montrent la persistance des provinces lithologiques apparues au Cénomanien avec notamment l'extension progressive vers le SE du domaine boulonnais où le faciès est constamment plus crayeux, la transition s'effectuant dans la région de St Omer et de l'Artois occidental. Les deux assises lithologiques du Turonien inférieur et moyen (Dièves vertes et bleues) ont été définies dans le bassin houiller. L'assise à I. labiatus est formée de 20 à 40 m de marnes plastiques verdâtres ou bleuâtres, en général homogènes. L'assise à I. rigida (gracilis), de même importance moyenne, est caractérisée par une alternance de marnes argileuses tendres, gris-bleuâtre ("bleus") et de bancs durs de craie marneuse, compacte, blanc-grisâtre ("durs bancs"). L'épaisseur totale des deux assises, dont la limite est souvent difficile

à fixer, tend à diminuer du SW au NE, exception faite du Bassin de Mons, parallèlement à la frontière, selon un dispositif qui correspond à celui de la transgression crétacée (fig. 19) : 70 m à la bordure de l'Artois (Bois des Dames au N de Bruay-en-Artois), 50 m au niveau de Béthune et à Bailleul, 30 m à Lille, 13 m à Roubaix, dans ces deux dernières villes le Turonien moyen étant seul représenté. Le même réduction d'épaisseur s'opère entre le Douaisis et la région de St Amand-les-Eaux et de Vieux Condé, entre le Cambrésis et la Thiérache, et, sous forme atténuée, à travers la région côtière flamande. Cette situation se poursuit avec les craies du Turonien supérieur et du Sénomien.

3 - 3. Turonien supérieur et Sénomien

Le bassin sédimentaire crétacé est donc établi à partir du Turonien et la sédimentation des craies amorcées avec la craie blanche et grise à silex du Turonien supérieur (craie à *Micraster Leskei*) se poursuit d'une façon relativement monotone dans l'ensemble de la région avec les craies blanches du Sénomien. Là encore des problèmes stratigraphiques existent pour fixer avec précision la limite (M. LERICHE, 1909 a ; A. BRIQUET, 1919 b). Dans le Hainaut, la craie de Maisières englobée dans le Turonien supérieur, comporte une microfaune coniacienne et passe graduellement à la craie de St Vaast, craie blanche coniacienne et santonienne, sans coupure sédimentologique. (I. GODFRIAUX, 1968 ; I. GODFRIAUX et J. SIGAL, 1969). Le passage du Turonien au Coniacien se fait donc dans le Bassin de Mons sans lacune, ni émergence, mais avec simple arrêt de sédimentation (R. MALLIERE, 1970). La même explication est proposée pour le banc de "meule" de l'Artois et du Douaisis, craie grise durcie, consolidée par cristallisation de calcite dans les pores de la craie, et pour le banc de "tun" de la région lilloise, craie conglomératiforme avec blocs de craie roulés enrobés de phosphate de chaux et ciment crayeux glauconieux, qui servent de limite stratigraphique entre Turonien et

Sénonien, encore que le tun semble devoir plutôt être rangé à la base du Sénonien (J. GOSSELET, 1905 a ; A. BONTE, 1957 b ; Ch. DELATTRE, 1969 ; G. WATERLOT, 1969 b). Cependant d'autres bancs, identiques mais moins importants, existent dans la masse du Turonien supérieur du Lézennes (Lille), et de l'Artois, et des lits de craie gongloméroïde ou remaniée apparaissent dans la masse des craies blanches du Cambrésis (M. LERICHE, 1914 ; F. CELET, 1969). Dans cette dernière région, comme dans l'ensemble de la région du Nord, l'identité des faciès lithologiques, la rareté de la macrofaune et l'ubiquité de la microfaune amènent à regrouper les craies blanches sous le terme général de Sénonien.

Les sous-étages coniacien, santonien, campanien et maestrichtien sont cependant distingués dans le Hainaut où les limites zéologiques traversent les assises des craies de St Vaast, de Trivières, d'Obourg, de Nouvelles, de Spiennes et de Ciply. Les conglomérats phosphatés et les hard-grounde qui apparaissent à divers niveaux ne représentent que de faibles interludes sous-aquatiques et ne rompent pas la continuité de la série, dans le Bassin de Mons, qui est complète jusqu'à la fin du Crétacé (R. MARLIERE, 1970). La limite actuelle d'extension du Sénonien Maestrichtien en Belgique correspond à celle du Turonien dans le Hainaut, la Thudinie et le Tournaisis ; elle gagne vers le NW en Flandre entourant la pointe du massif du Brabant qui est la véritable limite du Bassin sédimentaire nordique à cette époque (R. MARLIERE, 1954 a ; fig. 19). En Flandre française et dans la région de Lille, le Sénonien inférieur (Coniacien et peut-être Santonien inférieur) est le terme le plus élevé de la série qui soit conservé (G. WATERLOT, 1969 b). Il en est de même dans l'Artois alors que dans le Cambrésis méridional le Santonien (craie à Micraster cor anguinum) est bien représenté sur le Coniacien (craie à Micraster decipiens). En Picardie, la craie phosphatée campanienne apparaît d'une façon continue dans la région de la Haute Somme, avec les zones à Actinocamax quadratus et à Belemnitella mucronata, transgressive sur la craie coniacienne et santonienne. Des témoins de craie phosphatée

existent encore au Sud du Cambrésis, dans l'Entre-Escaut-Somme et Sambre ; d'autres ont été autrefois exploités au S de la Canche (Ch. DELATTRE, 1969 ; P. CELET, 1969).

Dans le Nord proprement dit, la craie campanienne n'a été signalée qu'en de rares points, parfois avec quelque doute. A Dourges-Oignies, l'assise à A. quadratus a cependant été reconnue avec environ 18 m d'épaisseur (dont plus de 4 m de craie phosphatée) (G. MATHIEU, 1931 : fosse 9 de Dourges ; J. MAGNE et J. POLVECHE, 1962 : fosse 10 d'Oignies ; J. DESOIGNIES et P. SANGNIER, 1968). Elle surmonte dans ces deux forages rapprochés :

- 38 et 36 m de Santonien-Coniacien, les deux sous-étages n'étant sans doute pas totalement conservés car en général le Campanien ravine les craies sous-jacentes ;
- 8 m de Turonien supérieur, "gris" des mineurs, à lits de silex et banc de moulu à la partie supérieur ;
- 36 et 33 m de Turonien moyen, formé de marnes et de craies dont la limite supérieure est d'ailleurs "purement arbitraire", fixée au début de la craie grise (J. POLVECHE) ;
- 21 et 25 m de Turonien inférieur, constitué de marnes vertes ;
- 18 et 19 m de craie cénomaniennne ne représentant que la partie supérieure de l'étage ;
- 3 m de tourtia.

Le gisement, assez mal reconnu, s'étendrait dans le triangle Oignies-Courrières-Dourges, du part et d'autre du canal de la Haute-Deûle (A. BONTE, P. BROQUET, B. BELLERY, J.M. DEZWART, B. FENET, 1964).

En dehors de cette zone qui se situe à la limite du Bas-Pays, les données manquent pour préciser l'extension des mers du Crétacé terminal. Cette incertitude prolonge celle qui affecte l'ensemble de la stratigraphie du Crétacé régional (R. MARLIÈRE, 1970). Mais, au niveau

du Sénonien, le problème est d'autant plus important pour l'analyse géomorphologique qu'il est lié à celui de l'érosion à attribuer à la période continentale qui a suivi la régression crétacée et donc à la définition de la surface du discordance infraécène dont le rôle géomorphologique va apparaître essentiel dans le Haut-Pays et le Mélançois. On doit regretter que les nombreux sondages pétroliers qui ont traversé la couverture sédimentaire du socle dans le Bas-Pays n'aient pas permis de préciser davantage sa stratigraphie. Les éléments fournis par ces sondages, venant s'ajouter à ceux des nombreux forages profonds antérieurs, fournissent un indice de valeur relative qui est celui de l'épaisseur de l'ensemble crayeux Turonien supérieur-Sénonien puisque la donnée la plus générale est celle du toit des marnes crayeuses du Turonien moyen. Comme on n'attribue au Turonien supérieur qu'une puissance de 20 m maximum, souvent moins, les variations observées pour l'ensemble des craies sont donc imputables pour l'essentiel à la partie sénonienne. La carte des isopaques de l'ensemble Turonien supérieur-Sénonien montrerait une épaisseur plus importante (supérieure à 60 m) dans une zone du Bas-Pays s'étendant de Douai à la plaine maritime (fig. 20). A partir de la Flandre intérieure (NW de Cassel), la puissance atteint et dépasse 100 m. S'il faut considérer cette valeur avec quelque prudence, car dans la région côtière les faciès crétacés deviennent plus crayeux, elle paraît cependant vraisemblable, le Sénonien ayant déjà environ 70 m de puissance autour d'Escalles (J. POLVECHE, 1960). Comme le Campanien a été reconnu à Dourges sur 18 m alors que l'ensemble du Sénonien ne possède qu'une soixantaine de mètres, on peut supposer que ce sous-étage existe largement dans le Bas-Pays, de Douai à la mer, comme en Belgique où la transgression crétacée atteint son maximum à ce moment (fig. 19).

La large communication qui existe au Campanien entre le vaste bassin anglo-franco-belge et l'Océan Atlantique par l'intermédiaire de la Manche cesse avec le Maestrichtien dont la mer est régressive vers le NW (mer boréale) et vers l'Atlantique (C. LARSONNEUR, 1972). Comme cet

étage manque dans le Bassin de Paris et qu'il est peu probable qu'il existe dans le Nord, on peut se demander si le golfe maestrichtien du Mons n'était pas devenu, contrairement à la période antécamparienne, une annexe de la mer septentrionale de Campine et de Hesbaye.

4 - La Tectonique crétacée

La période crétacée, à partir de la transgression marine albiennne, est marquée globalement par une extension du bassin vers le N qui est due à l'effacement progressif du massif du Brabant. Les limites et les variations d'épaisseur de la série crétacée attestent un dispositif tectonique conforme à la direction des plissements hercyniens (P. FOURMARIER, 1954). Pour la région du Nord de la France, la persistance de mouvements tectoniques durant le Crétacé est prouvée par l'antitlinal du Mélançois et la subsidence du Bassin de Mons qui se prolonge dans le Valenciennois.

Dans une synthèse récente, R. MARLIERE (1970) rappelle comment s'est imposée l'image actuelle du Bassin de Mons : "mobilité depuis l'Hercynien". Héritière de l'Hercynien (golfe hennuyer, qui a pu s'amorcer dès le Tournaisien, G. MORTELMANS et P. BOURGUIGNON, 1954), la subsidence a joué d'une façon continue dans le Bassin de Mons au cours du Crétacé comme le montre l'épaississement important des assises successives : Wealdien (plus de 140 m), Albien (180 m), Cénomanién inférieur (environ 30 m), Cénomanién supérieur (environ 26 m), Turonien (150 m). D'autres faits confirment la subsidence et montrent qu'elle s'est déroulée de façon continue : dispositions transgressives depuis la zone axiale vers les flancs, épaisseurs très inégales des formations marines (rapport de 1 à 4 parfois) et localisations variées des puissances maximales de chaque étage (en particulier, position du Wealdien, plaqué sur le flanc Nord), gauchissements, pendages accentués (20 à 25°), failles radiales abondantes au droit des flexures du socle (R. MARLIERE, 1969 a).

Il semble que ce soit à la fin du Crétacé Supérieur que la déformation ait atteint un maximum diastrophique sous la forme de failles verticales et de décrochements horizontaux (R. MARLIERE, cité par P. FOURMARIER, 1954), ce qui correspond aussi à la régression fini crétacée. Cette situation se prolonge, en territoire français, dans la région de Valenciennes et de Douai où la surface du socle primaire est affectée de dépressions désignées par J. GOSSELET du terme de "paléocraux" et interprétées à tort par cet auteur comme antérieures à l'époque crétacée (1913). Au N de Valenciennes, il s'agit de la terminaison du Bassin de Mons limitée par l'isobathe -100 du toit du Paléozoïque qui avance en pointe jusqu'à Raismes, avec les dépressions de St Aybert, proche de Bernissart (vers -300), de Vicq (vers -160) et de Vicoigne (-176), alors qu'au N et au S le socle remonte assez rapidement vers la côte O (fig. 21). Au-delà, vers l'W, réapparaissent des dépressions plus circonscrites, mais également très creusées : Aniche (fosse Ste Marie -206), Douai (fosse de l'Escarpelle -230). A ces "paléocraux" reconnus par J. GOSSELET et figurés sur sa carte hypsométrique de la surface primaire de la région du Nord (1922), s'ajoute celui de la région de St Amand (-200). Au N et à l'W de cet axe de dépressions compris entre le Douaisis et le Bassin de Mons, le phénomène réapparaît localement encore, avec cependant une amplitude moindre : dans la plaine de la Lys au N de Dethune (Locon : -201), sur le flanc S du Mélandois (Mauchin -100 ; Tomplouve -100 ; Seclin -100 ; Don -191), sur le flanc N du Mélandois (La Madeleine -104). En dehors de ce dernier exemple, les autres "paléocraux" s'alignent selon une direction WNW-ESE, parallèle à celle de l'anticlinal du Mélandois et s'ils sont en général peu marqués, celui de Don s'enfonce à plus de 70 m par rapport à la surface environnante du Paléozoïque (G. WATERLOT, 1969 c).

Au niveau de ces dépressions, l'épaisseur du Crétacé est nettement plus importante, de l'ordre du double par rapport aux zones environnantes pour le Douaisis et le Valenciennois. On constate que

cette augmentation de puissance est attribuée aux marnes turoniennes et au Cénomanien dans la région de Douai, alors que vers Valenciennes c'est au contraire le Sénonien qui s'épaissit fortement, immédiatement sous le Tertiaire bien conservé (124 m à Vicoigne, 175 m à St Aybert - Condé). Il en est de même à Don et à La Madeleine où les dépressions sont bien marquées au toit des marnes du Turonien moyen. Même si les limites chrono-stratigraphiques restent incertaines, le modèle fourni par le Bassin de Mons incite à interpréter ces faits par la même subsidence différentielle crétacée (P. FOURMARIER, 1954).

A une autre échelle, le Mélançois fournit aussi une indication de la tectonique contemporaine de la sédimentation crétacée. Au niveau du cet axe anticlinal hercynien qui n'a été envahi par la transgression crétacée qu'au Turonien, les faciès particuliers du Turonien supérieur et la présence des couches de "tun", ainsi que l'amincissement des craies ont fait conclure à une surrection progressive plus ou moins continue de la région lilloise avec un mouvement plus important à la limite turono-sénonienne (A. BONTE, 1957 b ; G. WATERLOT, 1960 ; B. FENET, 1965). Cette tectonique se superpose à une zone anticlinale faillée hercynienne qui fait remonter à la surface du Primaire dans la région d'Haubourdin et de Lille, les terrains dévoniens (frasniens ou famenniens) en pluin pays de calcaire carbonifère (P. PRUVOST, 1914 ; Ch. CHARTIEZ et P. PRUVOST, 1939 ; Ch. CHARTIEZ et G. WATERLOT, 1951 ; G. DELEPINE et F. JOLY, 1954 ; G. WATERLOT, 1960). Nous verrons ultérieurement que cette tectonique a continué à se manifester de la même façon au Tertiaire et au Quaternaire, mettant définitivement en place le dispositif anticlinal qui commande la morphologie du Mélançois et dont l'axe passant par Lesquin et Haubourdin est décalé par rapport à l'axe principal hercynien. Ce déplacement des axes tectoniques, comme le montre le Bassin de Mons, a dû se produire, au cours du Crétacé, également dans la région lilloise lorsqu'on considère les variations d'épaisseurs des diverses assises.

La mobilité de la région au cours du Crétacé, en liaison, plus ou moins étroite avec la structure du socle, a donc été mise en évidence surtout dans le Bas-Pays central et oriental, sans doute grâce à l'abondance des données fournies par l'exploitation minière et la recherche hydrogéologique. Le Haut-Pays semble donner l'image d'un secteur plus stable dont témoigne la régularité d'épaisseur des assises turoniennes dans l'Artois, en particulier de celle des marnes crayeuses (90 à 100 m) comme le signalait J. GOSSELET (1911a). Le fait important est d'ailleurs la différenciation de faciès qui s'opère du NW au SE et permet de distinguer une province boulonnaise et une province artésienne. Mais, dans le Haut-Artois, sous l'effet des érosions ultérieures, n'affleure plus que le Turonien et seule la surface de discordance infra-landénienne permet d'établir un bilan tectonique au moment du retour des premières mers éocènes. L'examen de ce niveau-repère, qui fera l'objet d'une étude détaillée ultérieure montre une structure anticlinale réalisée dans l'Artois au début de l'Eocène puisque le Landénien marin repose en discordance sur le Turonien supérieur et moyen. Mais il n'est pas possible de fixer avec précision l'origine de cette déformation du même que l'absence de Jurassique empêche l'attribution d'un âge précis à la tectonique qui a provoqué l'important rejet méridional des failles artésiennes du socle avant leur nivellement réalisé lors de la sédimentation marine crétacée (A. BOURDZ, 1956). Des indices d'une tectonique crétacée existent cependant dans le Boulonnais, en particulier avec le synclinal de Wissant (J.P. DESTOMBES, 1963) d'orientation perpendiculaire à l'axe artésien. En Picardie, les variations d'épaisseur du Turonien révèlent, selon Ph. PINCHEMEL (1954), l'esquisse du synclinal de la Somme et des axes anticlinaux bordiers.

On peut dès lors se demander si la mobilité mise en évidence dans le Crétacé du Bas-Pays n'est pas un fait plus général et si parallèlement l'axe artésien, inscrit dans les accidents du socle depuis l'époque hercynienne, ne commençait pas à se manifester sous la forme qui va s'imposer au début du Tertiaire. Ce fait serait alors en accord avec les conclusions des recherches récentes menées dans le Bassin de Paris (la Tectonique du Bassin de Paris, Bull. B.R.G.M., 1971).

CHAPITRE 2-

LA SURFACE INFRALANDENIENNE ET LE PALEOCENE

A la fin du Crétacé, sans doute à la fin du Campanien, l'ensemble de la région se trouve émergé de nouveau jusqu'au Landénien. Le bilan de cette longue période continentale est marqué par une surface remarquablement plane, recouverte par les formations marines du Landénien (argile ou tuffeau), qui va jouer un rôle fondamental dans la morphologie des régions crayeuses. Cependant, là encore, à la charnière du Crétacé et du Tertiaire, le Bassin de Mons s'individualise avec à la fois une sédimentation secondaire tardive (Maestrichtien) et des dépôts paléogènes précoces (Danu-Montien). Mais, immédiatement à l'W du bassin belge, la stratigraphie devient uniforme et la forme de surface infralandénienne paraît s'imposer, en dehors de la bordure ardennaise. Cependant le Haut-Pays est inégalement pourvu en témoins landéniens en place ; la zone d'affleurement, et donc d'étude, du Landénien et plus largement de l'Eocène, est localisée dans le Bas-Pays. Cette observation préliminaire est essentielle pour la paléographie tertiaire de la région du Nord qui s'accompagne de l'individualisation définitive de l'Artois, pièce maîtresse de la structure régionale. Le problème fondamental

consiste aussi à préciser l'âge de cette tectonique, ou plus exactement ses rythmes. Les données acquises à partir de la révision systématique des étages du Bassin de Paris et du bassin belge fournissent un tableau d'ensemble précis, ou moins pour l'Eocène dont les termes stratigraphiques sont représentés dans la région du Nord, car avec la période oligocène commencent les incertitudes, et parfois les ignorances totales.

1 - La limite Crétacé - Tertiaire et le Dano - Montien

Les premiers dépôts paléocènes ne sont connus que dans le Bassin de Mons avec le Dano - Montien, épisode désormais séparé du Crétacé, mais dont la paléogéographie reste encore confuse, notamment en ce qui concerne les relations entre le Bassin de Paris, la zone limbourgeoise et le sillon dano - polonais, où ces étages sont représentés. Dans sa récente synthèse sur le Bassin de Mons, R. MARLIERE (1970) montre qu'"entre le Crétacé et le Dano - Montien, la démarcation est à la fois géométrique, stratigraphique, paléontologique et sédimentologique". Le tuffeau de Ciply (Danien), recouvert sans démarcation sédimentaire par le Calcaire de Mons (Montien), marque la disparition des craies et repose en discordance sur les craies de Ciply et de Spiennes (Maastrichtien) et de Nouvelles (Campenien supérieur) sans être affecté par les failles radiales qui affectent le Crétacé supérieur (R. MARLIERE, 1969 a). Les diastrophismes ont donc revêtu un maximum de fréquence et d'intensité entre le Maastrichtien et le Dano - Montien ce dont il faut tenir compte dans l'interprétation du Bassin Parisien considéré dans son ensemble (R. MARLIERE, 1964 b).

Le Dano - Montien du Bassin de Mons comporte une assise inférieure marine (Tuffeau de Ciply et Calcaire de Mons) et une assise supérieure continentale (argiles, calcaires d'eau douce, lignites). L'ensemble est conservé avec des épaisseurs très inégales (maximum : 80 m) dans les deux "cuves" isolées de Mons et de St Ghislain. Cette

conservation localisée montre la permanence de la subsidence dans le bassin et, dans le détail de la stratigraphie, les déplacements anar-
chiques de cette subsidence (R. MARLIERE, 1964 b). En dehors des gis-
sments localisés dans la région de Mons, le Dano - Montien est inconnu
dans le Nord de la France et en Belgique. Vers le S il faut atteindre la
région parisienne pour retrouver la trace de cette transgression qui,
là, est venue du NW et a épargné la Picardie (Ch. POMEROL, 1967).
Aucune donnée ne permet de préciser, hors de ces limites, l'importance
de cette transgression paléocène. Le problème de la durée et des condi-
tions d'évolution continentale de la surface infraéocène reste d'autant
indéterminé.

2 - La généralisation de la transgression du Landénien

Avec le Landénien, dont le Thanétien du Bassin de Paris
ne représente que la partie moyenne et supérieure (L. FEUGUEUR, 1962)
contrairement à l'ancienne corrélation de M. LERICHE (Landénien = Than-
nétien et Sparnacien), s'établit une transgression généralisée, du NE
vers le SW, à travers la Belgique, le Nord de la France et la partie
septentrionale du Bassin de Paris. C'est ainsi l'une des dernières oc-
casions de l'histoire géologique où le Bassin franco-belge retrouve une
unité sédimentaire.

La transgression landénienne commence avec le Heersien,
ancien étage de A. DUMONT, considéré actuellement comme assise infra-
landénienne ainsi que le définissait M. LERICHE (1903d), à la suite de
J. GOSSELET (1875). Le Heersien est connu surtout au NE de la Belgique
où il a été défini, avec les marnes de Gelinden et le faciès de bordure
des sables d'Orp (H. GULINCK et A. HACQUAERT, 1954 ; M. GULINCK, 1965)
(fig. 22). Cependant il est présent également dans le Bassin de Mons,
à l'état de lambeaux isolés, érodés et déformés, qui indiquent un épi-
sode infra-landénien bien caractérisé (R. MARLIERE, 1969 b, 1970).

Il s'agit en effet d'une série sédimentaire unitaire, dont la puissance maximale atteint 37 m dans la région de Saint - Ghislain, composée de trois termes lithologiques superposés (argiles sableuses, sables verts, calcaires et marnes à Polymorphines), conservé en position synclinale. La formation, discordante sur le Crétacé et le Danu - Montien, est transgressive de l'W vers l'E. La conservation en lambeaux morcelés, sur le flanc N des synclinaux tertiaires du Bassin, indique une phase notable de déformation avant la sédimentation généralisée du Landénien moyen. A la suite des travaux de M. LERICHE, le Landénien est, en effet, divisé en trois zones paléontologiques dont les récentes synthèses (L. FEUGUEUR, 1962 , 1963 ; A. BLONDEAU, C. CAVELIER, L. FEUGUEUR et Ch. POMEROL, 1965 ; Ch. POMEROL, 1967 ; Colloque sur le Paléogène, 1962 ; Colloque sur l'Eocène, 1968) fournissent un tableau de corrélations des faciès entre les bassins parisien et belge. La zone I à Cyprina Morrisi correspond au Heersien. La zone II à Pholadomya oblitterata est représentée en Belgique, dans le Nord de la France et dans le Nord de l'Inde de France par des argiles et des tuffeaux dont la répartition complexe a donné lieu à des noms locaux variés. Nous retiendrons pour les faciès du Nord de ce Landénien moyen, les termes d'Argile de Louvil et de Tuffeau (ce dernier faciès n'existant que dans le Landénien en dehors du Bassin de Mons). Le terme de sables d'Ostricourt sera pris, comme le faisait J. GOSSELET (1873-74b, 1883a, pour désigner l'ensemble du Landénien supérieur ou zone III correspondant aux sables de Bracheux ou Thanétien supérieur, avec une phase marine et lagunaire (assise à Cyprina Scutellaria) suivie d'une phase continentale (assise à Physa gigantea), ce qui correspond dans la région, lorsque la distinction est possible, aux sables marins de Grandglise et aux sables continentaux du Quesnoy. Si le terme "sables d'Ostricourt", employé pour désigner indifféremment les assises supérieures du Landénien marin et le Landénien continental, peut prêter à confusion (M. LERICHE, 1928), il a cependant d'avantage d'être une appellation générique pour des faciès dont la genèse est parfois incertaine et qui varient régionalement (J. GOSSELET

distingueait les faciès cambrésien , flamand et ardennais). C'est avec les zones II et III (marine), équivalentes des Thanet Sands du bassin anglais, que la transgression connaît sa plus grande extension de la Belgique au N du Bassin de Paris (A. BLONDEAU et al., 1965). La transgression, venue globalement du NE de la Belgique, a contourné l'axe du Brabant et a affecté précocement le Nord de la France où la progression de la mer landénienne semble ainsi venir du NW (P. FOURMARIER, 1954 ; M. GULINCK et A. HACQUAERT, 1954)(fig. 22). Selon les données actuelles, le Landénien débute donc essentiellement par la zone II, représentée par l'Argile de Louvil et le Tuffeau, dans l'ensemble de la région du Nord sauf au SE, vers le Hainaut-Thiérache et au delà du Cambrésis où la transgression est plus tardive, comme dans le Brabant méridional (A. BRIQUET, 1906 a).

Cependant il subsiste une incertitude sur l'extension de l'Infra-landénien dans le Bas-Pays et R. MARLIERE (1970) s'interroge sur sa présence éventuelle dans le Hainaut français et la région de Lille. Il faut rappeler que M. LERICHE (1937) considérait que l'essise à Cypri-na Morrisi était fort réduite dans le Nord de la France, étant principalement représentée par le Tuffeau de Carvin, le bassin d'Orchies sans doute subsident comme celui de la Haine ayant été atteint plus précocement par la transgression landénienne. Dans cette région l'Argile de Louvil et les tuffeaux représenteraient les zones I et II du Landénien (J. DESOIGNIES et P. SANGNIER, 1968). Mais l'âge exact de la base du Landénien du Bas-Pays et ses relations avec le Heersien de Mons ne sont pas clairement établies, par suite du mélange progressif de la macrofaune (cf. M. LERICHE, 1937, 1939), des variations de faciès et de l'affaiblissement de la démarcation (disparition du cailloutis) entre le Landénien et le Heersien à l'W du Bassin de Mons (R. MARLIERE, 1969b).

Dans le Cambrésis et la région d'Arras, l'assise inférieure est en général formée par deux niveaux sableux ou tuffacés encadrant un

niveau argileux. La coupe type de l'assise établie par les travaux de J. GOSSELET, M. LERICHE, A. BRIQUET, comprend ainsi la superposition du Tuffeau d'Honnechy, de l'Argile de Clary et du Tuffeau de Prémont, chacun des termes ayant une épaisseur maximum de 4 à 5 m. Les sables de Grandglisse, (Landénien supérieur marin) épais d'une quinzaine de mètres, lui sont superposés normalement. Par contre le Landénien continental, formé de sables blancs à stratification entrecroisée avec intercalations lenticulaires d'argile plastique ligniteuse et grès blancs mamelonnés, surtout présents à la partie supérieure, ravine le Landénien marin et parfois repose directement sur la craie. Le Landénien continental présente ce faciès caractéristique dans le Cambrésis, l'Artois et le Hainaut ; il manque ou se réduit à un niveau sableux, parfois problématique, dans le Bas-Pays flamand. D'une façon générale, dans le Bas-Pays où le Landénien n'affleure qu'en partie ou bien n'est connu que par sondages, les assises de cet étage sont mal repérées. Les données reposent sur les caractéristiques lithologiques, parfois imprécises, fournies par les foreurs. Des différences appréciables existent entre des sondages très voisins, notamment dans la région de Lille, et cela semble surtout traduire la difficulté pour le foreur de marquer la limite des faciès car les passages sont progressifs (P. SANGNIER, 1968). Force est alors de s'en tenir à des indications générales de faciès et d'épaisseur.

Si, vers le N, à partir de la bordure du Bas-Pays (régions de Douai, Béthune, St Omer), le Landénien acquiert une épaisseur assez constante de l'ordre de 40 m encore qu'il la dépasse généralement dans la plaine maritime dunkerquoise (47,50 m à Bray-Dunes, 48,50 à Teteghem), dans le Houtland (47,40 m à Noordpeene, forage situé à l'W de Cassel), 50 m à Millam et à Wormhoudt, 49 m à Watten, 48,50 à Eringhem, et dans le Ferrain (56 m à Tourcoing, 47 m à Roubaix, 52 m à Comines, 51 m à Halluin), cette augmentation de puissance n'est pas systématiquement due à celle de la partie supérieure sableuse comme le pensait A. BRIQUET (1906a). On note,

en effet, dans les sondages du Bas-Pays des variations importantes d'épaisseur (du simple au double) pour chacune des formations définies par leur faciès sableux ou argileux et rapportées à l'assise des sables d'Os-tricourt et à celle de l'Argile de Louvil-Tuffeau, ces variations se fai-sant généralement en sens inverse de sorte que la puissance totale du Landénien oscille autour d'une valeur assez constante (J. DESOIGNIES, et P.M. THIBAUT, 1968 ; G. WATERLOT, 1968 , 1969 t). Les changements latéraux de faciès sont surtout importants et rapides dans l'assise in-férieure qui tend à devenir plus argileuse du N de l'Artois, le faciès ~~tuffé~~ pouvant apparaître à divers niveaux, manquer totalement ou rem-placer l'argile de Louvil. Ainsi dans le N et l'W du bassin d'Orchies, l'élément argileux tend à prédominer et le complexe porte le nom d'Ar-gile de Louvil alors qu'au S, dans l'Ostrevent, il est désigné par le terme de Tuffeau de Valenciennes par suite de l'importance des faciès si-liceux. D'ailleurs, dans ce secteur méridional, la stratigraphie de la partie inférieure du Landénien annonce celle du Cambrésis.

Par conséquent, en dehors de la dominante sableuse du Lan-dénien supérieur, l'étage est caractérisé par des variations rapides ré-gionales et locales de faciès, ce qui indique des conditions paléogéogra-phiques sub-littorales. M. MANIA (1971) tire des courbes de Gamma-Ray et de polarisation spontanée, la conclusion que les dépôts landéniens sont intermédiaires entre les deux processus de formation d'une zone bordière de delta et de dépôts de plage. Comme le suggérait J. GOSSELET, il serait sans doute utile de comparer cette sédimentation à celle du Flandrien.

Les étapes de la transgression et ses limites sont fixées vers le S et vers l'E par une réduction des divers termes de la série landénienne. Aux confins du Cambrésis et de l'Avesnois, les divers niveaux du Landénien marin, bien distincts par leur superposition dans cette ré-gion, sont transgressifs de l'W vers l'E ; le Tuffeau de Prémont n'atteint pas la vallée de l'Esclin ; l'argile de Clary ne dépasse guère la Salla et,

au delà, le Crétacé est recouvert par le Tuffeau d'Honnechy, débordé à son tour par les sables marins de Grandglise (Ch. DELATTRE et E. MERIAUX, 1967 ; M. LERICHE, 1909f, 1925). Dans la région du Quesnoy, vers la ligne de partage entre les bassins de l'Escaut et de la Sambre, les sables verts (marins) sont très minces (de l'ordre d'un mètre) et la limite d'extension de la mer landénienne ne devrait guère dépasser la Sambre française (G. WATERLOT, 1940-45 ; G. et B. WATERLOT, 1969 ; G. WATERLOT, 1967). Il subsiste cependant des incertitudes dans la reconstitution des littoraux éocènes pour la région de l'Entre-Sambre et Meuse (T. MOORKENS, 1968). Au delà, dans l'Avesnois et l'Ardenne, le Crétacé et le socle paléozoïque sont recouverts par les sables continentaux du Landénien supérieur (sables du Quesnoy).

Le Bassin de Mons fait figure de golfe avec un Landénien moyen, transgressif sur le Heersien, caractérisé par le faciès tuffacé (Tuffeau d'Angren). Immédiatement au N, dans la partie du bassin belge qui s'étend de la Senne à l'Escaut, les assises inférieures du Landénien marin manquent et les sables de Grandglise reposent directement sur le socle paléozoïque ou sur le Crétacé. Cette situation, caractéristique du Brabant central, se prolonge en territoire français au Bois de l'Ermilage (N de Condé-sur-Escaut) (M. LERICHE, 1937 ; J. GOSSELET, 1913a).

Au S du Cambrésis, la transgression est également progressivement plus tardive. La zone II, caractérisée par la superposition Tuffeau d'Honnechy -Argile de Clary- Tuffeau de Prémont, dans la région de Busigny, se réduit dans le Vermandois, pour disparaître dans le Santerro où le Landénien débute par les sables de Brecheux (L. FEUGUEUR, 1963 ; P. CELET, 1969). Dans le Bassin de Paris, la transgression paléocène n'a pas atteint la région parisienne proprement dite (Ch. POMEROL, 1967).

Au niveau de l'Artois, les données paléogéographiques deviennent incertaines car les gisements de Landénien en place se raréfient.

De nombreux éléments sableux existent cependant, piégés dans les poches de la craie. L'étude de ces formations d'âge indéterminé sera envisagée dans l'analyse de la surface du plateau du Haut-Pays qui pose le problème de la reconstitution de la surface infralandénienne. Limitons-nous pour l'instant aux données concernant le Landénien en place, reconnu sur les cartes et dans les travaux géologiques.

Dans la région d'Arras, le Landénien en place est encore bien représenté, même s'il est descendu parfois dans les poches de la craie (p. ex. Mont-Saint-Eloy, A. BONTE, 1954), avec à sa base la formation argileuse et tuffacée (Ch. DELATTRE, 1968 ; A. BRIQUET, 1904). L'important gisement du Bois d'Olhain, sur la feuille de Béthune (Ch. DELATTRE, 1960), se trouve même en position culminante sur le plateau du Verdrel (187 m) et présente une stratigraphie identique. Ces dépôts landéniens disparaissent, sur la feuille de Lillers (Ch. DELATTRE, 1967) à l'W du bassin supérieur de la Lawe (dépression de la Comté) et le seul témoin en place le plus occidental sur le plateau d'Artois se situerait, selon A. BRIQUET (1904), dans la butte du Moulin de Pierremont (W de St Pol-sur-Ternoise). Notons que ce gisement du Ternois est déjà en position méridionale, sur le flanc S de l'anticlinal artésien (alt. 155 m) et il marquerait la limite du faciès tuffacé, au contact de la craie, qui devient sableux au S. Cependant sur le plateau de Fruges, vers 170 m, quelques lambeaux sableux, piégés dans des poches de la craie, ont été attribués au Landénien Supérieur (J.P. DESTOMBES et Ch. DELATTRE, 1968). A. BRIQUET se demandait si pourtant, les couches de base de l'un de ces gisements (Wicquinghem, au S du cours supérieur de l'Aa) ne représentaient pas l'équivalent du Tuffeau et de l'Argile de Louvil. Ce niveau inférieur, bien représenté dans la région de Saint Omer, réapparaît dans les buttes des Noires-Mottes comme le signalait A. BRIQUET (1906a, 1909a). Au S du Haut-Boulonnais, recelant de nombreux lambeaux sableux attribués au Landénien indifférencié sur le flanc méridional, l'étage en place, conservé sous l'Yprésien, a été étudié avec précision à St Josse et St Aubin, au S

de la Canche (A. BRIQUET, 1906 a ; G. DUBOIS, 1921 c). La couche argileuse du bas mêlée de sable serait l'équivalent de l'Argile de Louvil et ce point marquerait la limite méridionale de l'extension de la zone II du Landénien (L. FEUGUEUR, 1963).

La limite intra-landénienne entre Tuffeau - Argile du Louvil et sables d'Ostricourt (marins) passe donc au S de l'axe artésien de l'Authie aux sources de la Somme pour s'infléchir assez brusquement vers le Nord entre les bassins de l'Escaut et de la Sambre (fig. 22). Ainsi l'axe tectonique artésien, qui a joué à la charnière Crétacé - Eocène (région du Verdrel), ne semble pas se manifester lors du dépôt du Landénien marin autrement que par un léger amincissement progressif vers le S des diverses formations (épaisseurs totales : 40 m en Flandre et dans le S de la Belgique, 15-20 m dans l'Artois et le Cambrésis) suggérant une vaste flexuration. Il est intéressant de constater que la limite méridionale intra-landénienne coïncide à peu près avec celle de l'extension du Jurassique. Cette ligne qui sépare grossièrement la Picardie de la région du Nord montre schématiquement l'inversion tectonique qui s'est réalisée entre le Jurassique et le Tertiaire dont les modalités ont été révélées par les variations régionales de la sédimentation crétacée. Par contre, vers l'E, le domaine marin ne progresse guère au cours du Landénien et se limite rapidement à la région de la Sambre qui confirme son rôle permanent de rivage depuis le Crétacé. Selon P. FOURMARIER (1954), pour la Belgique, cette orientation SW-NE correspondant à la branche orientale des plissements paléozoïques prend une influence prépondérante au Landénien supérieur pour régler la distribution des faciès et leurs épaisseurs, alors qu'au Landénien inférieur la branche occidentale du direction NW-SE domine la répartition des zones isopiques, avec en particulier la manifestation de l'anticlinal du Brabant. Seul le Bassin subsident de la Haine continue de jouer en permanence (R. MARLIÈRE, 1970). L'absence de Landénien dans l'axe Namur-Grammont où le socle paléozoïque est directement recouvert par l'Yprésien pose

cependant un problème : péninsule restée émergée lors de la transgression landénienne ou zone érodée avant le dépôt yprésien (T. MOORKENS, 1968). Mais, dans l'ensemble, à partir du Landénien supérieur marin, la forme du bassin sédimentaire éocène se trouve désormais établie.

3 - Le Landénien continental

Le Landénien continental est un épisode important car ses dépôts ravinent le Landénien marin et même la craie, phénomène dont il faudra mesurer l'influence ultérieure. Il s'agit d'autre part des dernières formations tertiaires non marines bien datées puisque elles sont fossilisées par l'Yprésien à la bordure du Bas-Pays. Enfin la paléogéographie de cette phase qui termine le Paléocène, bien que courte (sans doute moins d'un million d'années, vers -53 M.A ; G.M. BONHOMME, G.S. ODIN et Ch. POMEROL, 1968), confirme l'individualisation du Haut-Pays et du bassin nordique.

Le Landénien continental comporte en fait plusieurs faciès : fluvial, lagunaire ou fluvio-marin dont M. LERICHE (1928) a dressé la carte pour le bassin belge et la partie septentrionale. Pour le Nord, ses travaux faisant suite à ceux de J. GOSSELET et A. BRIQUET, dont la synthèse a été faite par Ph. PINCHEMEL (1954), forment encore la base de la connaissance de cette assise dont le terme "sable du Quesnoy" proposé par POTIER (1877) désigne plus particulièrement le faciès fluvial. L'ensemble de la stratigraphie a été révisée par L. FEUGUEUR (1963), l'accent étant mis sur la coupure entre la zone III du Landénien et le Sparnacien-Yprésien. En effet, la conception de M. LERICHE d'un Landénien englobant le Sparnacien doit être abandonnée et l'Yprésien inférieur (Sparnacien) apparaît dans le N sous le faciès marin de l'Argile des Flandres (A. BLONDEAU, Ch. CAVELIER, L. FEUGUEUR et Ch. POMEROL, 1965).

Le fait important du Landénien supérieur continental est la répartition de ses faciès qui déterminent deux domaines paléogéographiques, cartographiés par M. LERICHE, puis L. FEUGUEUR, et, plus particulièrement pour la Belgique, par M. GULINCK et T. MOORKENS (fig. 22). Le faciès fluviatile concerne l'Artois, le Cambrésis, le Hainaut et le Hesbaye ; au N, il fait place au faciès lagunaire. La limite méridionale, vers le Bassin Parisien, passe au niveau de la Canche et aux confins du Cambrésis et du Vermandois, coïncidant à peu près avec l'extension maximum de la zone II du Landénien, ce qui correspond donc à une limite paléogéographique fondamentale puisqu'elle était déjà inscrite au Jurassique. La limite septentrionale peut être tracée avec plus de précision par suite de l'abondance des carrières, sauf dans le Calaisis, malgré les problèmes génétiques que posent les coupes du contact. Elle passe ainsi par St Omer, le S de la Plaine de la Lys (Béthune), le S du Pévèle (Ostéricourt) et le Valenciennois. C'est donc non seulement le Haut-Pays, mais aussi la bordure du Bas-Pays où la craie est sous-jacente dans le paysage actuel qui est concernée par le faciès fluviatile, coïncidence morphologique qui demandait à être soulignée. Ainsi le bombement artésien, un moment effacé avec la transgression landénienne, se manifeste de nouveau et s'individualise plus nettement puisqu'il sépare le bassin gallo-belge du Bassin parisien, comme le soulignait M. LERICHE (1928). Mais il ne s'agit que d'un mouvement de faible amplitude : selon L. FEUGUEUR (1963), tous ces faciès du Landénien terminal, marins, lagunaires et fluviatiles se sont vraisemblablement déposés dans des zones peu accidentées à un niveau voisin de celui de la mer.

Le Landénien fluviatile (faciès cambrésien des sables d'Ostéricourt de J. GUSSELET, sables du Quesnoy de la carte géologique) est un complexe où prédominent des sables blancs dont le grain est assez irrégulier et la stratification souvent entrecroisée. Dans les sables sont intercalés des lits, d'épaisseur variable, d'argile plastique grise, noire ou panachée, souvent ligniteuse qui peuvent prendre un grand développement.

Ainsi à Bourlon (W du Cambrai), elles occupent la partie supérieure de la formation et elles dominent à Englefontaine (S du Quesnoy), deux localités-types choisies par J. GOSSELET (1874) pour ces faciès argileux. Les grès blancs, mamelonnés sur leur face inférieure, sont aussi caractéristiques du Landénien continental de l'Artois, du Cambrésis et du Hainaut et ont donné lieu à une intense exploitation qui a fait la célébrité des pavés du Nord, à tel point qu'il n'est plus guère possible de les voir dans de bonnes coupes. Ces grès, en blocs discontinus, couvrent la formation et sont souvent démantelés au milieu des sables remaniés. En dehors de ces grès quartzitiques ("bisettes"), existent également des grès ferrugineux à Unios (grès de Blairville, près d'Arras, de même position stratigraphique que ceux de St Aubin - St Josse), et surtout végétaux. Les grès blancs, riches en empreintes de végétaux, ont fourni des indications précises sur la flore qui évoque un paysage forestier sous climat chaud et humide (P. et P. CORSIN, 1970).

Ce Landénien continental typique est présent, en place ou remanié (grès en particulier), en territoire français, du Hainaut (gisement frontalier d'Erquelinnes sur la Sambre) à l'Artois. Il n'est plus signalé avec certitude dans le Haut-Boulonnais, où les dépôts sableux du plateau ont donné lieu à discussion (F. PINCHEMEL, 1954). Sur les feuilles géologiques, les derniers gisements landéniens mentionnés sur le Haut Artois disparaissent à l'W de la Lawe. Sur la feuille de Lillers, le témoin landénien figuré au niveau de Fléchin paraît d'âge plus ancien : il s'agit d'un sable gris verdâtre moyen à grossier, fortement grésifié, occupant une position insolite de bas de versant (alt. 85-90 m) au S de la faille de Pernes, alors que la surface du plateau s'élève à 180 m (Laires) ; mal observable dans une cour de ferme, il se situe d'autre part à proximité d'un affleurement de conglomérat du Carbonifère supérieur dont il pourrait être un élément. Par contre, j'ai pu observer les grès mamelonnés typiques du Landénien continental à la base des loess du Pléistocène récent exploités à la briqueterie de Floringhem

(Lillers 1/25 000, 3-4 ; x = 607,5 ; y = 311,1 ; z = 115 ; compartiment N de la faille de Pernes) démantelés, mais dont l'abondance implique un ancien gisement en place proche, ce qui est confirmé par la présence d'un gisement landénien à Aumerval. On doit supposer que les témoins de cet étage sont plus largement représentés sous le recouvrement limoneux.

L'épaisseur du Landénien continental est très variable dans la mesure où il ravine le Landénien marin et même parfois occupe des dépressions creusées dans la craie. Ce mode de gisement a été surtout décrit dans le Cambrésis (Prémont, Bourlon, Fontaine-Utertre) et les coupes typiques de M. LERICHE et A. BRIQUET ont été souvent reproduites, en particulier par Ph. PINCHEMEL qui insiste sur l'importance du relief éogène (dénivellation de 50 m pour la "vallée fossile" de Bourlon). Cependant il faut rappeler que ces anomalies stratigraphiques du Landénien concernent le S du Haut-Pays, et que vers le N les dépressions ne s'inscrivent plus que dans le Landénien marin (Beuvry près de Béthune, Montigny-en-Ostrevent, près de Douai) (A. BRIQUET, 1906a). Ces deux derniers gisements jalonnent la limite, vers le Bas-Pays, du Landénien fluvial typique qui devient lagunaire.

Au delà, vers le N, le Landénien continental cesse d'être différencié et se réduit aux sables blancs peu épais, parfois brun-violacés, avec lits glaiseux qui surmontent, sans contact net, le sable marin glauconieux. C'est le faciès lagunaire de bordure de M. LERICHE qui fait transition avec le faciès marin lagunaire plus franc des sables d'Ostende à Cyrene cuneiformis et qui caractérise la Flandre française. Ces sables sont visibles dans la région de Lille (briqueterie de Ham, sur le versant de la vallée de la Marque, près de l'ancien site de l'Hempemont), à la bordure du Pévèle (Raimbeaucourt, Flines-les-Raches) et dans les environs de St Omer, où ils sont sous-jacents à l'argile yprésienne qui leur succède par un contact régulier de lits alternés

sableux et argileux. Leur faciès, continental ou laguno-marin, prête à discussion, d'autant qu'ils ont été remaniés sur le versant au Quaternaire. Les sables blancs (3 à 4 m) ne se distinguent pas des sables verts ni par leur granulométrie ni par leur morphoscopie. L'exemple en est fourni par la carrière de Raimbeaucourt: le sable blanc (éch. 577), légèrement plus fin ($Md = 0,23 \text{ mm}$), est même mieux classé ($Qd\varphi = 0,15$) que le sable vert (éch. 578 : $Md = 0,245 \text{ mm}$) (fig. 23).

Ces indices caractéristiques granulométriques ont des valeurs inférieures à celles obtenues par J. MANIA (1971). Ce dernier qui a étudié les sables landéniens à leur limite d'affleurement (Pèvèle, région de St Omer) constate que, sauf à Raimbeaucourt, les sables "continentaux" ont une médiane un peu plus forte, mais les indices de classement ne permettant pas de les distinguer. G. DASSONVILLE (1966) note, à la carrière de Raimbeaucourt, un passage progressif des sables verts aux sables blancs, sans rupture d'équilibre sédimentologique, par simple disparition de la glauconie, et se trouve amené à admettre un Landénien marin littoral plutôt que continental, malgré la sédimentation entrecroisée. Cette dernière n'exclut pas en effet un milieu littoral, comme l'avait déjà démontré J. GOSSELET (1895c) à propos de la sablière de la Beuvrière, près de Béthune. Ce type de structure sédimentaire, connu dans les plaines maritimes récentes, est en outre fréquent dans d'autres étages marins tertiaires, en particulier l'Auvervien (Ch. POMEROL, 1965 b). Le faciès continental franc des "sables du Quesnoy" disparaît donc à la bordure du Bas-Pays qui est resté une région littorale à la charnière du Landénien et de l'Yprésien. L'extension de la zone émergée à la limite des deux étages est beaucoup plus à rechercher dans les faciès d'altération qui se rencontrent au sommet du Landénien.

En effet, la partie tout à fait supérieure (1 à 2 m) du Landénien comporte parfois des caractères d'altération (couleur rouge violacée et grésification ferrugineuse) qui indiquent plus nettement un régime d'émersion. La carrière Petitpas du Bois des Dames, ouverte sur la

flanc SW du Bois des Dames montrait ainsi en 1966-67 entre le sable argileux verdâtre yprésien et les sables gris blanchâtres landéniens à stratification entrecroisée une alternance de lits sableux blancs, noirs et violacés avec deux niveaux de grès ferrugineux friables sur 1 à 1,50 m d'épaisseur. Ce complexe n'était conservé que localement au dessus des sables gris blanchâtres, par suite de l'érosion qui a précédé le dépôt de l'Yprésien. Celui-ci reposait en effet latéralement sur les sables gris blanchâtres avec grès mamelonnés. Ce contact d'érosion était bien visible dans une carrière voisine (carrière Vasseur), ouverte au N de la précédente, où la base de l'Yprésien (sables argileux verdâtres avec lits d'argile compacte) était marquée par un lit de petits galets noirs et des débris de grès ferrugineux, ce niveau recoupant successivement les sables verdâtres gletconieux, le sable blanchâtre et un témoin du sable violacé, (fig. 24).

Dans le cadre de son étude générale des carrières du Bois des Dames et du Bois de Lapugny, H. BERTOUILLE (1963, a, b) avait pu observer plus nettement cette stratigraphie, car les coupes étaient à l'époque plus nombreuses. Les données de la carrière Petitpas confirment ses observations. Pour cet auteur, la fin du Landénien est marquée par une sédimentation deltaïque avec dépôts éoliens (sables gris blanchâtres et grès mamelonnés associés), suivie d'une pédogénèse tropicale qui se manifeste par deux podzols superposés (horizons violacés et blancs, grès ferrugineux aliotique). On ne peut cependant le suivre lorsqu'il suggère d'attribuer cette pédogénèse à un Quaternaire très ancien car l'argile bleue-noire compacte sus-jacente a bien le faciès typique de l'Yprésien en place ; elle n'est remaniée que latéralement à la base du cailloutis de silex pléistocène qui tapisse la butte. Cette pédogénèse appartient donc bien au Landénien. Des sols de type podzoliques existent dans la zone intertropicale actuelle et, dans la série éocène, ils ont été reconnus au sommet de l'Aversien dans le N du Bassin de Paris (Ch. POMEROL, 1964 ●), ce qui tendrait à prouver la

répétition des mêmes conditions au cours des phases continentales du début du tertiaire. Une altération du même type existe immédiatement sous l'Yprésien dans les coupes des carrières de Flines-les-Roches, au S du Pévèle, où cependant le faciès landénien blanchâtre à stratification entrecroisée est faiblement représenté (cf. les carrières voisines de Raimbeaucourt). Il s'agirait donc bien de la phase d'altération finale, du Landénien, dont les témoins sont conservés dans la région littorale de la bordure du Bas-Pays. On peut ainsi se demander si ce niveau ne correspond pas à celui des grès de Blairville - St Josse, terme stratigraphique ultime de la série landénienne, dont L. FEUGUEUR (1963) signale la présence, sous forme démantelée, aux abords de Béthune.

L'autre intérêt des coupes du Bois des Dames est de montrer la position des grès blancs mamelonnés dans les sables gris-blanchâtres à sédimentation entrecroisée et sous les niveaux podzoliques, ce qui tendrait à montrer que leur formation est antérieure aux derniers dépôts altérés du Landénien continental. Les données fournies par le gisement du Bois des Dames ne s'accordent pas avec l'hypothèse de A. BUNTE (1954) qui estime que les grès mamelonnés n'ont pu se former qu'après l'ablation de la couverture argileuse et sont d'âge récent. Il faut rappeler que la plupart des gisements de grès blancs landéniens se situent directement sous le recouvrement limoneux quaternaire et qu'ils ne sont plus véritablement en place, même s'ils sont restés intacts. C'est en particulier l'observation que l'on peut faire dans les coupes des anciennes carrières de Beuvry, près de Béthune, où les grès reposent directement sur les sables verdâtres glauconieux. A plus forte raison, y-a-t-il remaniement, au moins sur place, lorsque ces grès gisent dans des poches de la surface crayeuse. On ne peut tenir compte que des gisements en place pour déterminer l'âge des grès. A. LEDOUX (1911) a montré qu'il s'agissait toujours du même type de roche et que sa formation remontait au Landénien, même si un métamorphisme atmosphérique ultérieur a pu jouer. On comprend ainsi beaucoup mieux

l'extension de ce faciès gréseux uniforme uniquement au niveau des sables supérieurs landéniens et dans la province continentale du sous-étage. Il faut donc considérer ces grès comme partie intégrante du Landénien et cette conclusion conditionne étroitement l'interprétation de leur présence à la base des formations superficielles.

Le problème paléogéographique essentiel pour ses conséquences géomorphologiques, posé par le Landénien continental, est celui de l'importance de l'érosion à attribuer à cette phase. La conception d'une érosion fluviale notable avec élaboration d'un réseau de vallées creusées dans la craie du Haut-Pays a été admise en particulier par A. BRIQUET (1906), M. LERICHE (1909) et Ph. PINCHEMEL (1954) pour expliquer l'existence des dépressions larges (100 à 200 m) et profondes (50 m dont 20 m sous le niveau environnant de la craie à Bourlon, dans le Cambrésis) remplis uniquement de Landénien continental. Mais, A. BONTE (1954) ainsi que L. FEUGUEUR (1963), s'appuyant sur la nature homogène des sables, sont amenés à réduire fortement l'importance de ravinement et à considérer que la plupart des gîtes sont des remplissages de poches plus ou moins considérables dues à la dissolution souterraine de la craie, conception qui avait déjà anciennement ^{été} opposée à la précédente (A. DE LAPPARENT, 1872). C'est en effet la formation elle-même qui peut renseigner sur l'érosion dont elle serait corrélative. Or le Landénien continental est toujours composé uniquement d'éléments remaniés du Landénien marin : sables, et parfois argiles et petits galets marins ("yeux de crapaud") comme par exemple à Raimbeaucourt ou à Cantin (SE de Douai). Par contre les silex, qui témoigneraient d'une érosion nouvelle de la craie, sont absents. Pourtant certaines dépressions s'ouvrent dans le Crétacé au niveau du contact craie blanche sénonienne et craie grise turonienne, riches en gros silex (M. LERICHE, 1909 f.).

Il faut donc admettre pour ces dépressions, interprétées comme des témoins de vallées éocènes creusées dans la craie, au demeurant

assez exceptionnelles, une autre origine faisant appel au phénomène de dissolution, et les rattacher au type de gisement en poches qui caractérise le contact landénien-craie dans le Haut-Pays. Le phénomène qui explique ces grandes poches est sans doute complexe et n'a pas encore été clairement élucidé. Il semble nécessaire de tenir compte des facteurs structuraux (fractures, domes et cuvettes) qui sont révélés en particulier dans le Cambrésis par les anomalies du tracé des isobathes du toit des marnes turoniennes. Il s'agirait donc d'un phénomène local lié à des conditions particulières. Si certains vallons actuels du Cambrésis, tel celui de Prémont, semblent correspondre à ces dépressions landéniennes il s'agit d'une coïncidence accidentelle, car pour les autres gisements de même type on ne peut établir de relations avec les talwegs actuels. Le principe général selon lequel les vallées récentes surmontent héritées des vallées éocènes (Ph. PINCHEMEL, 1954) ne repose donc sur aucune donnée sûre. S'il existe une coïncidence locale entre ces deux sortes de faits, ce serait beaucoup plus dans une influence structurale commune qu'il faudrait rechercher son explication.

4 - Caractères de la surface infralandénienne

A l'W de l'Avesnois, le Crétacé a été partout recouvert par les formations marines inférieures du Landénien (assise du Tuffeau Argile de Louvil). Comme le contact entre Haut-Pays et Bas-Pays est commandé par l'exhumation de la surface de discordance infra-landénienne, il est essentiel de préciser la forme et les caractères de cette surface. Il s'agit aussi, dans le Haut-Pays, d'une donnée fondamentale pour la reconstitution de l'évolution du relief au cours du Tertiaire.

4 - 1. Modèle de la surface

L'aspect du contact Landénien - Crétacé a pu être autrefois étudié dans de nombreuses carrières dont la plupart, abandonnées

depuis longtemps, ne permettent malheureusement plus aucune observation. Cependant en reprenant les anciennes descriptions des auteurs et en s'appuyant sur les données fournies par les carrières encore exploitées et les chantiers nouveaux, on constate que les coupes du contact Landénien - Crétacé sont de deux types et chacun d'eux révèle des faits différents dans la forme du contact : poches ou surface régulière.

Le contact par poches a été le plus décrit et a donné lieu à amples discussions (travaux de A. DE LAPPARENT, J. GOSSELET, Ch. BARROIS, A. RUTOT, A. BRIQUET, M. LERICHE, Ch. DEHAY et, plus récemment, A. BONTE et Ph. PINCHEMEL) sur l'origine et l'âge à attribuer au phénomène. Les mêmes coupes, dont la plupart ne sont plus visibles, ont été souvent étudiées ; on dispose ainsi d'une moisson d'observations qui cependant concernent essentiellement le SE de l'Artois et le Cambrésis, régions du Haut-Pays où le Landénien est largement conservé et où l'exploitation des carrières a été intense. Cette localisation particulière des coupes correspond aussi à une stratigraphie précise du Landénien, liée à la paléogéographie, et à des conditions morphologiques qui ont permis une exploitation facile des gisements (carrières de versant ou de petits vallons atteignant le contact Landénien-craie à faible profondeur sous la surface topographique). Il apparaît donc d'ores et déjà nécessaire de tenir compte de ces facteurs et d'étendre l'enquête à d'autres régions pour aboutir à des conclusions générales.

La bordure du Bas-Pays offre les conditions les meilleures pour la fossilisation de la surface infrelandénienne car celle-ci est recouverte par l'ensemble de l'étage landénien surmonté d'un biseau d'argile yprésienne. Cette situation est en particulier réalisée dans la vallée de l'Aa en amont de St Omer. Les grandes coupes de Wizernes qui entaillent le versant raide de la vallée, en contrebas des hauteurs d'Helfaut, visibles de loin, permettant de saisir dans le paysage la lente plongée d'une surface infrelandénienne régulière, dépourvue de poches (fig. 25).

Les fronts d'exploitation ont entaillé le versant sur une hauteur de plus de 50 m. Souvent décrite, la coupe générale comporte, au dessus de la craie blanche sénonienne avec bancs de silex distants de 1 à 2 m, plus de 30 m de Landénien (24 m pour l'assise de l'Argile de Louvil - Tuffeau du St Omer, 6 à 8 m pour les sables d'Ostricourt) sous les cailloutis pléistocènes d'une haute terrasse (PARENT, 1892 c ; A. BRIQUET, 1906 a ; J. GOSSELET, 1913 a ; sond. B.R.G.M. feuille St Omer 2-14, 2-36 et 2-37). L'assise landénienne inférieure (e2a) est surtout représentée par le faciès tuffacé avec, de bas en haut, une masse gris-noirâtre où alternent blancs de tuffeau et de sable argileux ou argile (11 à 15 m), une couche d'argile plastique gris verdâtre ou noire (4m) et une masse jaunâtre de sable avec bancs de tuffeau fossilifère (6 à 9 m). Cet ensemble est surmonté par les sables gris verdâtre glauconieux du Landénien supérieur marin (4 à 8 m). Le fait essentiel est la surface remarquablement rectiligne de la craie sur laquelle repose le "conglomérat de base" typique du Landénien. En général, cette formation de base, peu épaisse (quelques décimètres), est constituée par des rognons peu usés et des galets de silex verdés de taille variable dans une matrice sableuse ou sablo-argileuse. Mais en d'autres points de la région, cette couche peut avoir une épaisseur légèrement plus importante (de l'ordre de 0,50 m) et comporter des gravillons et des petits galets noirs aviculaires ("yeux de crapaud"), semblables à ceux qui marquent la base de l'Yprésien (Oldhaven Beds, galets de Sinceny).

Cet aspect plan et régulier de la surface infralandénienne s'observe constamment à la bordure du Bas-Pays lorsque le Landénien est largement conservé. J. GOSSELET (1879*) le signalait pour les régions du St Omer et de Lens. M. LERICHE (1909 d) en donnait une description suggestive à partir du l'exemple d'une carrière située entre Abscon et Escaudain, à l'W de Douai. Il s'agit de l'ancien fond de mer landénien, conservant d'ailleurs les traces de terriers de Pholades et d'Annélides. Cependant la surface de la craie peut présenter, sous les buttes landéniennes

des influxions de faible amplitude (de l'ordre de quelques mètres) sur une longue distance. Ce fait avait été relevé par J. GOSSELET (1911 b) pour la colline du Givenchy-en-Gohelle, pénétrée par de nombreux sondages houillers, qui domine la vallée de la Souchez en amont de Lens, au pied de l'escarpement lié à la faille de Marquèffles (feuille Béthune 1/25 000, 7-8). Parallèlement de rapides variations latérales de faciès (tuffeau, sable ou argile) existent dans l'assise landénienne inférieure. La même structure a été signalée pour les collines landéniennes de Liévin, conservées sur l'autre rive de la Souchez (A. SIMON, 1912). Cette image d'une surface infralandénienne régulière est contradictoire avec celle qu'offrent les coupes du Haut-Pays, abondamment étudiées, où le Landénien descend parfois profondément dans des poches de la craie. Ces poches, de dimensions variées, pouvant atteindre une dizaine de mètres de largeur et de profondeur (Mont-St-Eloy, du NW d'Arras), isolent des "bonchommés" de craie lorsqu'elles sont plus petites et plus rapprochées. Les couches landéniennes non remaniées sont déformées et s'infléchissent le long des parois. Le contact de la craie, toujours net, est marqué par un liseré décimétrique d'argile brun noirâtre, sous-jacent à la formation basale (silex verdis) du Landénien.

Ce mode de gisement caractérise le Cambrésis, la région d'Arras et le Haut Artois où le Landénien est conservé en flots disséminés. Dans le débat auquel a donné lieu son explication, l'accord est général pour y voir l'effet de la dissolution, les avis divergeant sur l'exclusivité et l'âge du phénomène. Ph. PINCHEMEL (1954) interprète ces formes comme les restes d'une morphologie karstique (lapiés, dolines) remontant au début du Tertiaire et considère que, l'aplanissement de la surface prétertiaire restant imparfait, la transgression éocène aurait "fossilisé une morphologie prétertiaire dont les éléments rappellent curieusement les formes actuelles". A. BONTE (1954), sans nier la possibilité d'une formation ancienne de certaines poches de dissolution, qui en général ne remonteraient pas cependant à l'émergence de la

craie car la mer landénienne en transgression en a remaniée les témoins, estime qu'il s'agit d'un phénomène essentiellement récent, parfois encore actuel.

Cette seconde explication est plus satisfaisante car elle permet de rendre compte de toutes les données régionales et en particulier de l'apparente contradiction existant entre les deux types de contact Landénien-craie (poches et surface régulière), parfois juxtaposés. Dans les formations des poches de la craie, A. BONTE a montré le rôle différentiel joué par la couverture selon qu'elle comporte ou non une chape imperméable et a en particulier appuyé sa démonstration sur l'exemple de la carrière de Roeux, en bordure de la vallée de la Scarpe, à l'E d'Arras (1954, 1963^b, 1967^a, 1967^b, 1971). Cette grande coupe montrait encore il y a quelques années le contraste entre les poches présentes sous le seul Tuffeau de Prémont et leur disparition latérale sous le Tuffeau et l'Argile de Cléry. Ainsi comme le signalait déjà A. BRIQUET (1906^b) à la suite de L. DOLLE (1902) et de J. GOSSELET (1879^a), on ne constate jamais la descente du la base du Landénien marin dans des poches si l'Argile de Louvil est conservée en ce point ; au contraire les poches apparaissent sous Landénien tuffacé ou faiblement argileux. Tout dépend alors de l'épaisseur du Landénien et surtout de la présence ou non d'un banc d'argile compacte. Sous Landénien à couche argileuse, même peu épaisse (3 m environ à Roeux), la surface de la craie apparaît remarquablement plane et régulière, accidentée de quelques rares ondulations peu accusées, sans aucun liseré d'argile noire "résiduelle".

A une autre échelle, le phénomène ainsi expliqué se reproduit le long de la vallée de l'Aa. Quelques kilomètres en amont du Wismes, la surface crayeuse dégagée de la couverture landénienne de tuffeau argileux apparaît percée de poches en haut du front de la carrière de la cimenterie à Lumbres (fig. 25).

Dans toutes les coupes, l'âge quaternaire du phénomène de dissolution par poches est prouvé par la déformation qui affecte également les limons pléistocènes, épaissis et piégés au centre. La stratigraphie détaillée de ces formations fournit, d'ailleurs des éléments de datation qui seront exposés ultérieurement. Les poches très profondes isolant des "bonshommes de craie", tapissées d'argile noirâtre, qui caractérisent le contact entre la craie et le cailloutis de la moyenne terrasse de l'Aa (Hellinas) montrent que le phénomène est typiquement pléistocène. Il existe ainsi d'après le contenu stratigraphique de la couverture quaternaire, surtout limoneuse, en liaison avec la position topographique, une série de familles de poches d'ancienneté ou d'âges différents.

Est-il alors possible de retrouver les témoins d'éventuelles poches datant du début de l'Eocène ? Il ne le semble pas, et cela pour deux raisons, l'une tenant aux conditions géomorphologiques des gisements ayant pu servir d'arguments, l'autre à la nature, marine ou continentale, du Landénien piégé dans les poches.

L'attention portée à la situation morphologique est essentielle pour pouvoir rechercher une éventuelle trace antéquaternaire du phénomène. Par suite des conditions nécessaires pour l'exploitation des gisements landéniens, les carrières se sont localisées de préférence sur le flanc des vallées ou à l'amont des petits vallons (A. BONTE, 1954), par conséquent en des points où la couverture landénienne se trouve amincie au dessus de la craie par suite de l'évolution quaternaire des versants. Pour cette raison, les données concernant les plateaux sont beaucoup plus rares et peuvent fausser l'image que l'on se fait de la répartition réelle des phénomènes.

En fait, tous les gisements landéniens de l'Artois et du Cambrésis dont les coupes montrent un contact avec la craie par poches,

sont localisées soit sur versant, soit dans des buttes de faible dimension, souvent les deux ensembles. Les données fournies par ces coupes s'inscrivent dans une morphologie quaternaire dont les processus ont affecté la masse landénienne et son contact avec la craie. Au contraire lorsque les témoins landéniens sont plus importants, les poches disparaissent. La preuve est fournie par les gisements landéniens situés, dans une même position structurale, sur le compartiment affaissé de la faille de Marquoffles (feuille Béthune 1/50 000). Sous les importantes collines tertiaires de Givenchy et de Liévin où le Landénien est bien conservé (10 à 20 m) avec une couche argileuse importante surmontant un sable ou un tuffeau, le soubassement creux présente une surface régulière. Par contre vers l'W sur le territoire de Barlin et du Maisnil-lès-Ruitz, au N du Verdrel, les croupes landéniennes, montrent un tout autre aspect avec des poches profondes qui ont été révélées par le chantier tout récent de la rocade minière (fig. 161) dont le tracé est en ce point à peu près parallèle à la faille et recoupe les placages landéniens largement représentés sur la carte géologique avec leur stratigraphie complète (e_{2a} = sable et tuffeau ; e_{2b} = sables et grès d'Ostricourt). En fait la craie est constamment sous-jacente à quelques mètres de la surface, mais réduite à l'état de chicots entre des poches où les divers faciès du Landénien sont piégés. Ces poches sont d'ailleurs, comme dans le Haut-Artois, de forme et d'importance variées, les plus grandes d'entre elles (une trentaine de mètres de largeur et une profondeur qui doit dépasser la dizaine de mètres), comportent des "bonshommes" qui montrent qu'elles résultent de la coalescence de poches plus petites dont le fonctionnement tardif au Pléistocène est attesté par les loess piégés à la partie supérieure. Parfois le Landénien semble descendu sur place, sa stratigraphie épouse les contours des parois. Mais dans certaines poches, il est totalement remanié car il repose sur un cailloutis de silex géolifracés. Il faut donc faire intervenir un certain déplacement latéral du tuffeau ou des sables landéniens, en masse ou par glissements laminaires, au cours de l'enfoncement

des poches. Ces mouvements sont attestés par le faciès argilo-sableux de l'argile brun noirâtre qui marque le contact de la craie. Dans le cas où le Landénien paraît être descendu sur place, et il s'agit alors de poches plus petites, l'argile conserve son faciès typique et sa faible épaisseur décimétrique. Dans l'interprétation de ces faits, rappelés encore récemment par A. BONTE (1971), qui conclut à un remaniement de l'argile par glissement vertical, il ne semble pas avoir été tenu suffisamment compte des déplacements latéraux. Ceux-ci ont joué un rôle notable dans les grandes poches qui semblent avoir une grande dimension dans le sens de la pente. Ce fait sera confirmé par l'étude des poches à remplissage uniquement quaternaire dont les caractères ne sont pas fondamentalement différents de celles où se trouvent conservés des éléments landéniens.

Un second fait, venant d'ailleurs s'ajouter souvent au précédent, permet de comprendre l'importance des poches de dissolution dans les gisements landéniens de l'Artois et du Cambrésis. Dans ces régions, le Landénien continental ravine le Landénien marin et parfois repose directement sur la craie. Le Landénien marin est souvent réduit à une faible épaisseur (1 m environ à Mont-Saint-Eloy, à Maisnil-Bouché près de Gouy-Servins) ; il peut même manquer totalement (Tilloy-les-Mofflaines, au SE d'Arras) (A. BONTE, 1954). Dans la région de Barlin - Maisnil-lès-Ruitz, les grès du Landénien continental sont descendus dans les poches qui s'ouvrent au droit des interfluvies, ce qui prouve l'épaisseur réduite, dès cette époque, du Landénien marin. La présence de ce Landénien continental, essentiellement sableux (sables grossiers) a donc favorisé la dissolution ultérieure en constituant une couverture filtrante par érosion du faciès marin argileux et en permettant un cheminement latéral de l'eau sous un Landénien argileux mieux conservé, comme cela est observable dans le chantier de la Rocade minière. Vers le Bas-Pays, le ravinement du Landénien terminal s'atténue en même temps que son faciès continental tend à disparaître, et les assises sous

jacentes largement conservées ont maintenu le soubassement crayeux hors d'atteinte de la dissolution quaternaire. L'interprétation du modelé de la surface infra-océane est donc étroitement liée aux données paléogéographiques du Landénien continental.

Les formes de contact Landénien marin-craie, observées dans le Haut-Pays et à la bordure du Bas-Pays ne sont qu'apparemment contradictoires. Il n'y a pas lieu de distinguer deux modelés régionaux différents de la surface infralandénienne que la paléogéographie n'incite pas d'ailleurs à distinguer radicalement. L'invasion progressive de la mer au Landénien semble donc s'être effectuée sur une surface régulière sans accidents autres que de faibles dépressions ou bombements ; rien ne permet de conclure à l'existence d'un relief différencié au moment de la transgression.

4 - 2. Le problème de l'érosion prétertiaire

A l'échelle de l'ensemble de la région, la surface infralandénienne peut se définir comme une surface de discordance. Le Landénien marin repose en effet à la fois sur le Turonien supérieur ou moyen, et le Sénonien dans l'Artois et dans le Mélançois ; sur le Crétacé et le Paléozoïque dans le Tournaisis et dans le Hainaut - Rappelons que dans le Bassin de Mons la discordance est encore plus nette, sur le Danio-Montien et divers étages du Crétacé supérieur-. La surface de la craie actuellement exhumée n'est donc nullement une surface structurale (Ph. PINCHEMEL, 1954), du moins à l'échelle de l'ensemble de la région.

Pourtant, en dehors des secteurs de bordure que nous venons de mentionner (Artois, Mélançois, Hainaut), le Landénien recouvre régulièrement le Sénonien donnant l'image d'une pseudo-concordance. L'exemple du rebord faillé de l'Artois dans la région de Béthune est caractéristique. Si le Landénien est nettement discordant de part et d'autre de la faille bordière majeure (faille de Marqueffles, relayée

au NW par la faille de Pernes), puisqu'il repose d'un côté sur le Turonien, de l'autre sur le Sénonien, il plonge ensuite vers le N avec le même pendage que celui de la série stratigraphique crétacée. Il en est de même dans la région de Guines. Dans le Cambrésis et l'Ostrevent, la correspondance est encore plus nette puisque les buttes landésiennes surmontent constamment la craie sénonienne. (fig. 113).

Cette situation avait été mise en évidence par A. BRIQUET (1922, 1931) qui notait la correspondance remarquable des courbes de niveau de la surface prélandénienne et des courbes de niveau des strates de la craie, insistant sur la "très faible discordance" du Landénien. Il considérait ainsi que la surface prélandénienne, détruite après avoir été exhumée, n'existait plus au niveau des plateaux d'altitude supérieure à 140 m, ceux-ci représentant la surface postmiocène. La conception d'une surface prétertiaire correspondant à la surface structurale terminale du Crétacé a été fortement critiquée par Ph. PINCHEMEL (1954) qui, s'appuyant sur la discordance du Haut-Pays, concluait à l'existence d'une véritable surface d'érosion et admettait une intense érosion prétertiaire qui aurait "détruit un volume très important de matériaux". Contrairement à A. BRIQUET, il considérait que le plan réel de la surface infrelandénienne passait aussi à quelques mètres près, au sommet des plateaux les plus élevés (Haut-Boulonnais en particulier).

Dans l'opposition de ces deux conceptions, nous retiendrons surtout la part très différente attribuée à l'érosion prétertiaire, car le reste des interprétations en découle. C'est bien le problème fondamental et il concerne l'ensemble des régions crayeuses du Bassin de Paris et leur évolution depuis l'Eogène. Comme l'a récemment montré Cl. KLEIN (1970), il est au coeur de l'interprétation géomorphologique car, en dernière analyse, "il met en cause l'un des concepts fondamentaux de la géomorphologie classique : le concept de cycle d'érosion". A la conception d'une "pénéplaine" ou d'une surface d'aplanissement éogène, postulée par la plupart des auteurs, Cl. KLEIN substitue

celle s'une surface de régression marine fini crétacée (Coastal plain), se développant au rythme du retrait de la mer, après le maximum santonien. Reprenant ainsi une notion daviesienne, cet auteur nie en même temps le déclenchement d'une cycle d'érosion provoqué par la régression fini-sénonienne. Cette interprétation, qui fait en quelque sorte l'économie d'une importante phase d'érosion traditionnellement admise à la charnière du Crétacé et du Tertiaire, s'appuie en particulier sur les données de la bordure armoricaine du Bassin parisien où, au socle tronqué par une surface d'aplanissement (la surface fini-santonienne, dérivée par rogradation de la surface infra-cénomaniennne), serait venu s'adjoindre une Coastal plain, fond de mer épicontinentale fraîchement exondé, à partir de la régression aturienne.

L'intérêt de cette interprétation est qu'elle s'accorde aussi avec les données de la région du Nord. Elle ne s'applique pas seulement à la bordure du massif ancien ardennais, mais aussi au Haut-Pays artésien et à son contact avec le Bas-Pays. L'analyse de cette partie intérieure au bassin sédimentaire actuel est d'ailleurs la plus importante pour la reconstitution de son évolution morphologique.

La bordure du socle ardennais, dans la région aversinoise, est un modèle structural simple, étant caractérisé par la permanence des lignes du rivage au cours des phases marines qui se sont succédées du Cénomaniun au Lutétien. Ces dépôts de divers âges jalonnent sur le socle une surface d'aplanissement héritée de la longue période continentale posthercynienne qui englobe tout le Jurassique et le Crétacé inférieur, cette surface n'ayant été que faiblement déformée et ramennée jusqu'à l'Eocène, à l'E d'une zone de flexure -elle même permanente- située dans la région de la Sambre (fig. 113). Il s'agit d'une surface de rogradation (Cl. KLEIN, 1959 a) typique, dérivant de la surface d'aplanissement infracrétacée. Entre la Sambre et l'Escaut,

du moins au niveau de la forêt de Mormal, car vers la bordure sédimentaire ne coïncide plus avec la vallée, la surface d'érosion infralandénienne prend toute son individualité. Si la discordance est forte, la part de l'érosion ne doit cependant pas être exagérée par suite de l'émincement, d'origine sédimentaire, des craies. Il s'agit d'un secteur de transition, appartenant encore à la partie regradée de la bordure, que la transgression landénienne a gagné progressivement. Au delà de l'Escaut de Valenciennes, les conditions deviennent toutes autres. En effet, dans le Bas-Pays, les données paléogéographiques du Crétacé final, à partir du Santonien, ont montré un dispositif semblant bien correspondre à celui des mers crétacées en régression. Il est donc logique de considérer la surface de la craie du Bas-Pays, comme dérivant de la surface d'émersion fini-crétacée, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir une érosion importante.

Le Haut-Pays artésien fournit une preuve venant à l'appui de ce schéma en même temps qu'il y trouve son explication. Contrairement au Bas-Pays la série crayeuse a été réduite sur une certaine épaisseur ; la limite de cette zone ayant subi une érosion notable peut-être fixée approximativement au niveau de la faille de Marqueffles prolongée par celle de Ruitz (fig. 113), . . . deux failles qui montrent d'ailleurs avec une quasi certitude un rejet antérieur au Landénien. Le soulèvement anticlinal déjà compliqué de faille sur le flanc N a donc pu créer ici l'incitation à l'érosion qui manquait dans le Bas-Pays, même dans l'hypothèse d'une simple évolution karstique. Mais tenter de mesurer la masse de craie qui a disparu est une entreprise aléatoire car elle suppose résolu les problèmes paléogéographiques de la fin du Crétacé et du début du Paléocène. On doit se limiter à quelques données en considérant d'une part les variations d'épaisseur des craies du Sénonien et du Turonien supérieur et leur absence éventuelle au niveau de la surface restituée, d'autre part la nature et l'importance des formations de base de la série landénienne.

La fig. 20 montre que les secteurs où la surface infra-landénienne s'inscrit directement sur le Turonien n'occupent qu'une extension limitée. Si l'on considère, en s'appuyant sur les points où le Campanien est conservé de part et d'autre de l'axe artésien (régions de la Canche et de la Haute-Somme d'une part, région de Dourges-Dignies d'autre part), que l'ensemble Turonien supérieur-Coniacien-Santonien n'a qu'une épaisseur maximum de 50 m environ, on constate que cette valeur se retrouve très rapidement à la bordure du Haut-Artois. En admettant que le Campanien ne se soit jamais déposé dans cette partie du Haut-Pays, ce que semblerait faire penser le faciès phosphaté et congloméroïde des gisements de bordure, la zone érodée resterait donc étroitement circonscrite. Cela témoignerait de l'existence à la fin du Crétacé d'un bombement anticlinal localisé au Haut Artois et s'estompant

dans le Cambrésis. Pour admettre la disparition d'une cinquantaine de mètres de craie au niveau de l'anticlinal, il faudrait être sûr de l'existence antérieure de cette couverture. Or les données sur l'évolution tectonique de la période crétacée montrent une continuité des mouvements attestée par la subsidence du Bas-Pays et du Bassin de Mons et la tendance du Mélançois à se soulever de nouveau à partir du Turonien supérieur. On peut dès lors se demander si l'Artois, axe tectonique majeur depuis le Paléozoïque, n'a pas connu une évolution semblable, ce qui aurait provoqué à son niveau une sédimentation plus réduite. Dans l'état actuel des données sur la stratigraphie des craies, le problème ne peut qu'être posé.

Les caractères de la formation de base de la série landénienne sont également à considérer Ph. PINCHEMEL (1954) tire argument de la faiblesse du "conglomérat de base" et de l'usure réduite des silex contre l'interprétation d'une surface d'abrasion marine landénienne ; il y voit au contraire les débris d'une assise démantelée par l'avancée de la mer, une "argile à silx prétertiaire produite par

l'érosion de l'importante masse de craie blanche du Sénonien supérieur". Ces conclusions demandent à être fortement nuancées car les données sont plus complexes.

Le "conglomérat", terme d'ailleurs impropre car il ne s'agit jamais d'une formation indurée, mais d'un cailloutis de silex dans une matrice sableuse ou argilo-sableuse meuble, comporte trois types de silex comme le suggérait déjà J. GOSSELET (1891) : silex verdiss non usés, à surface corrodée, conservant la forme du rognon original, silex verdiss plus ou moins usés, petits galets bien roulés. Ces derniers, de couleur bleu-noirâtre ("yeux de crapaud") sont des galets typiquement marins par leur émoussé et leur aplatissement, or ils se rencontrent essentiellement dans l'Artois, en même temps que localement la formation s'épaissit. Il n'est donc pas possible de minimiser totalement le rôle morphologique de la mer landénienne qui a façonné ces galets et cela constitue un argument supplémentaire pour admettre l'existence d'une surface infrolandénienne régulière dans le Haut-Pays artésien.

Cependant le "conglomérat" reste surtout caractérisé par les silex verdiss à surface corrodée. Ils témoignent incontestablement d'une altération par dissolution de la surface crayeuse émergée et d'un certain remaniement puisque certains sont usés. Mais il est frappant de noter que cette formation, qui représente le bilan de la période continentale et du début de la transgression paléocène, ne possède toujours en moyenne qu'une épaisseur très faible. Or ces silex représentent la part essentielle de l'insoluble des craies éventuellement dissoutes. En effet les craies turonienne et sénonienne ont une composition chimique très voisine avec une proportion de 80 à 95 % de Ca_3Ca et seulement de 0,5 à 10 % de silice, la craie blanche sénonienne étant la plus riche en Ca_3Ca (94 à 98 %) et toujours pauvre en silice (moins de 1 %) (G. DUBOIS, 1919 f ; J. POLVECHE, 1960). Ces mêmes niveaux crétacés sont riches en silex, surtout le Coniacien et le Turonien supérieur. Les études précises manquent sur l'importance de cet

insoluble dans les assises crayeuses et ses variations régionales. Cependant si un volume notable de craie avait disparu du Haut-Pays où ces niveaux manquent, on s'attendrait à retrouver une masse plus importante de silex à la base du Landénien. Or dans le Bas-Pays, ce "conglomérat de base" tend à disparaître, y compris dans le Mélançois (Annappes, Frutin par exemple). Il paraît logique, dans l'état actuel des données, d'admettre que l'érosion prélandénienne n'a affecté dans le Haut-Pays artésien qu'une tranche de craie originellement réduite. Ce secteur s'apparente donc à la zone de transition de la bordure ardennaise, mais sous une forme atténuée.

Ce n'est que dans la région de la Sambre que l'altération continentale prélandénienne a affecté une masse de craie plus importante comme le prouve la présence plus abondante de silex verdis dans les formations superficielles (cf. travaux de J. LADRIERE). Cette érosion a en effet concerné une partie notable des craies turoniennes riches en gros silex dans la mesure où elle s'est réalisée sur une période nettement plus longue puisque la fossilisation de la surface n'a été réalisée qu'au Landénien terminal.

Il faut cependant faire la part de l'évolution ultérieure également dans cette région où le contact sables-craie est caractérisé par des poches qui affectent d'ailleurs aussi le substrat paléozoïque. Aux alentours du Quesnoy et de Maubeuge (fig. 162), les cartes géologiques rapportent à l'Infraéocène une "argile à silex" épaisse de 1 à 2 m qui latéralement passerait, sur substrat crétacé marneux, à une argile légèrement calcaire dite "marne de la Porquerie" (G. WATERLOT, 1940-45 ; B. WATERLOT, 1970 ■). Cette assise, reconnue par J. GOSSELET près du Pont-sur-Sambre (hameau de la Porquerie) et sur toute la partie NE de la Forêt de Mormal et définie comme une sorte d'"argile à silex sans silex" aurait une épaisseur de 4 à 5 m, rarement 8 m et s'intercalerait parfois entre les sables d'Osticourt et l'"argile à silex

verdis" (J. GOSSELET, 1877 a, c ; 1883 a). is cette couche, rapportée dans les puits d'une région à forte couverture pléistocène dont l'épaisseur peut dépasser 20 m, n'a pas donné lieu à d'études nouvelles depuis la fin du XIX^e siècle. Si on se réfère aux travaux de J. GOSSELET et J. LADRIERE, on constate que cette argile est décrite avec des faciès (texture, couleur) et des épaisseurs variées et qu'elle est mentionnée sous les limons ou sous des sables rapportés tantôt au Landénien continental, tantôt au Quaternaire. J. LADRIERE (1880), suivant en cela J. GOSSELET, lui assimile une "petite veine d'argile brun verdâtre très grasse, se divisant en fragments parallélépipédiques", au contact des marnes turonien- nes et recouvertes par des cailloutis et limons pléistocènes, près de St Vaast sur le versant de la vallée de l'Hogneau ou rivière de Bray (feuille Le Quesnoy 1/25 000 n° 6, x = 701,2 ; y = 290 ; z = 100). Comme le confirment d'autres mentions semblables, il s'agit manifestement d'un désordé banal de décalcification dont le faciès particulier est lié à la craie marneuse turonienne, plus riche en insoluble que les craies typiques. A l'origine, J. GOSSELET (1877b) avait noté que cette "marne de la Porquerie" présentait une ressemblance minéralogique extrême avec la marne à Inoceramus labiatus. Il serait nécessaire de rechercher cette assise en forage dans sa localité - type. Les rares affleurements actuels permettent d'observer une argile verdâtre au milieu d'une formation à silex verdis, comme à Macquignies (feuille Le Quesnoy 1/25 000 n° 7 , x = 703,62; y = 287,45; z = 130) (fig. 162) , l'ensemble étant fortement remanié et ne pouvant être attribué à une assise infrelandénienne en place. La "marne de la Porquerie" apparaît donc comme une unité stratigraphique mal définie, confondant vraisemblablement des éléments de faciès et d'âges différents, comme cela est fréquent dans le problème de l'"argile à silex" dont l'exposé d'ensemble sera repris ultérieurement (cf. 6^e partie). D'ailleurs, dans ses derniers travaux, J. LADRIERE ne fera plus mention de la "marne de la Porquerie".

L'incertitude de la reconnaissance d'une "argile à silex" infra-éocène est liée à celle des formations attribuées au Landénien continental. La stratigraphie de celui-ci est d'abord fort complexe : il comporte des niveaux argileux importants dans le Hainaut belge (M. GULINCK et A. HACQUAERT, 1954). D'autre part, sa reconnaissance est souvent problématique dans la région de la Sambre comme le note G. WATERLOT (1940-45) : au Quesnoy, la présence d'une couche d'"argile jaune avec silex brisés" entre 17,5 et 19 m de profondeur tendrait à faire considérer les 5 m de sables sus-jacents comme un remaniement quaternaire. Cette épaisseur importante de la couverture pléistocène est d'ailleurs un fait caractéristique de la zone orientale où la conservation du Landénien en place a été fortement exagérée sur les cartes géologiques. Le gisement même de la Porquerie, signalé par J. GOSSELET, fait problème car il se trouve à une altitude relativement basse (135m) sur le versant d'un petit affluent de la Sambre, la Sambrette, ce qui reporte le sommet des marnes crétacées 10 m environ plus bas, soit à l'altitude 125. Or, un peu au NW, dans la Forêt de Mormal, ce même Crétacé affleure vers la cote 145. Par conséquent, il paraît bien hasardeux d'attribuer dans ces conditions un âge infra-éocène à la formation qui recouvre le Crétacé. Il en est à plus forte raison de même chaque fois que la couverture est constituée par les loess pléistocènes typiques.

Il n'en demeure pas moins que l'érosion infra-éocène des craies à silex a été notable dans une zone anticlinale localisée, entre Maubeuge et Bavai, région même où a été signalée par J. GOSSELET et J. LADRIERE l'extension de la marne de la Porquerie (fig. 162). Mais il faut considérer cette formation, résultant de l'altération de la craie marneuse, comme d'âge plus récent. La zone anticlinale ainsi mise en évidence au niveau de la discordance infralandénienne n'est que la manifestation d'une permanence tectonique prouvée par les inflexions des limites transgressives crétacées.

Les aspects divers, apparemment contradictoires, de la surface infralandénienne s'expliquent donc par une trame morphotectonique où apparaît déjà l'individualité actuelle du Haut-Pays. Comme cela va se confirmer au cours du Tertiaire, celle-ci ne peut se comprendre que par les données du Bas-Pays. En outre, si la charnière Crétacé-Tertiaire est décisive pour l'évolution ultérieure de la région, c'est plus précisément une longue période couvrant le Crétacé terminal et le Paléocène qui est en cause.

CHAPITRE 3-

L'Eocene

L'Eocène proprement dit (Yprésien, Lutétien, Bartonien) a vu dans le Nord le dépôt de formations marines, argileuses et sableuses comme au Paléocène, dont les restes sont d'importances très inégales. L'Yprésien est très largement conservé dans tout le Bas-Pays et sa bcc-dure et constitue le substrat caractéristique des Flandres. Déjà beaucoup plus réduits avec l'Yprésien supérieur, les vestiges en place, à partir du Lutétien, se limitent essentiellement aux Monts de Flandre.

1 - L'Yprésien

Sous le terme Yprésien est actuellement regroupée la succession des assises suivantes : les argiles d'Orchies (Yprésien inférieur, équivalent du Sparnacien), l'argile de Roubaix, les sables de Mons-en-Pévèle et le Panisélien (Yprésien supérieur, correspondant au Cuisien) (L. FEUGUEUR, 1963 ; A. BLONDEAU, Cl. CAVELIER, L. FEUGUEUR et Ch. POMEROL, 1965). Des problèmes subsistent cependant au niveau du Panisélien, faciès longtemps séparé de l'Yprésien s.s. (M. GULINCK, 1965).

Après l'importante régression du Landénien supérieur qui s'accompagne d'un changement de la microfaune alors que les régressions suivantes au cours de l'Éocène seront beaucoup moins marquées, la transgression yprésienne débute avec la sédimentation de l'argile d'Orchies (T. MOORKENS, 1968). Il s'agit d'une argile compacte gris-bleu ou gris-noir, pyriteuse, de granulométrie typique avec environ 75 % de particules de dimension inférieure à 2μ . Cette argile, dénommée "clyte" en Flandre, prend une teinte gris-brunâtre, se fendille et se charge de cristaux de gypse à proximité du contact de la couverture limoneuse pléistocène. Le faciès typiquement argileux débute très rapidement au dessus du Landénien sableux par une zone de transition de l'ordre du mètre où alternent lits sableux et argileux avec quelques rares petits galets noirs avellanaires. Ces "galets de Sinceny" ne sont d'ailleurs pas typiques de la base de l'Yprésien, car ils existent à divers niveaux de la série Éocène inférieure et, en particulier, à la base du Landénien. Ils peuvent être de tous âges, mais semblent avoir été essentiellement façonnés au Paléocène et remaniés ensuite par les mers éocènes successives. Cette observation qui confirme celle de L. FEUGUEUR, est importante car elle enlève une grande part de la signification stratigraphique de ces galets trouvés à l'état résiduel dans les formations superficielles.

La transition entre Landénien et Yprésien tend à disparaître dans la Flandre (Watten, Cassel), dans le S du Pévèle et dans le Hainaut, alors qu'elle forme une couche plus épaisse sur les bords de la Flandre, au pied de l'Artois (2 m dans la région de St Omer), cela correspond à la permanence de l'exco anticlinal artésien, resté émergé à l'Yprésien inférieur et séparant le Bassin gello-belge au faciès marin argileux du Bassin de Paris au faciès laguno-continental sparnacien (L. FEUGUEUR, 1963). Est-ce à dire, comme le fait Ph. PINCHENEL (1954) qui s'appuie sur la présence des galets de type Sinceny, qu'il y a eu exhumation partielle et retouche de la surface pré-tertiaire ? Il faut, en fait distinguer deux secteurs dans le Haut-Pays

crayeux actuel : l'Artois proprement dit et le Cambrésis d'une part, le Haut-Boulonnais d'autre part. Dans le premier ensemble régional, la large conservation à peu près en place du Landénien et l'origine paléocène du matériel formant la base de l'Yprésien (galets de grès ferrugineux à Unio à Béthune, par exemple) indiquent que la craie est restée alors largement recouverte par le Landénien. Par contre, il est possible d'envisager une certaine exhumation dans le Haut-Boulonnais. En effet les sables résiduels de ce plateau, landéniens essentiellement comme il sera démontré ultérieurement, sont profondément remaniés. De plus, les galets éocènes marins, en place à la base de l'Yprésien dans les régions de St Omer et de Aire-sur-la-Lys, ou dispersés dans les formations superficielles, notamment les cailloutis fluviatiles des terrasses, sont beaucoup plus nombreux et variés. Une comparaison peut dès lors être tentée avec le Pays de Bray dont l'histoire tectonique apparaît très semblable à celle de l'Artois et supposer dès ce début de l'Eocène une érosion importante au niveau de la butte nordienne actuelle du Bas Boulonnais. C'était l'avis de Ph. PINCHEMEL (1954) qui en trouvait les preuves dans le Bassin de Paris (Bray) et en Angleterre (Weald). Des travaux récents (C. CAVELIER et J.J. CHATEAUNEUF, 1971 ; A. BLONDEAU, C. CAVELIER et Ch. POMEROL, 1964) ont montré l'importance de l'érosion du Pays de Bray à l'Eocène, et même à l'Yprésien qui remanie du microplancton kimméridgien, preuve du rajeunissement tectonique du dôme à la fin du Paléocène et au début de l'Yprésien. En l'absence d'études semblables menées dans le Nord de la France, à la bordure du Boulonnais, on ne peut qu'avancer l'hypothèse d'une évolution comparable, par suite de l'existence du même rôle paléogéographique de barrière joué par l'axe artésien.

Le tracé des lignes isopaques de l'argile yprésienne (fig. 22), dans l'ensemble du Bassin franco-belge, montre que la transgression est venue du NW. On constate en même temps un ensemblément graduel des faciès argileux en direction de l'E (argilites de Morlanwelz,

sables de Peissant et de Trélon). Avec des faciès différents, c'est le même dispositif qu'au Landénien supérieur, l'anticlinal du Brabant ne se manifestant plus et la subsidence du Bassin de Mons étant à peine sensible.

La forme générale du bassin yprésien marin apparaît avec la réduction d'épaisseur de l'ensemble de la formation vers le S et vers l'E : plus de 200 m à la frontière des Pays-Bas, 183 m à Cassel, 162 m à Gand, Aeltre, une centaine de mètres à Renaix, à Mouscron et à Bruxelles, un peu moins sans doute à Mons-en-Pévèle, 31 m à Louvain. Cet amincissement se retrouve à chaque niveau stratigraphique. L'exemple du l'Yprésien inférieur (argile d'Orchies) est le plus probant car les formations supérieures ont été fortement érodées (fig. 22) : 80 à 90 m en Flandre intérieure (région des Monts de Flandre), 55 m à Roubaix, 30 m à Mons-en-Pévèle, 15 m à Mons. L'épaississement du dépôt s'accuse ensuite particulièrement en Flandre intérieure (Cassel) puisqu'aux 150 m d'argile des Flandres (Orchies et Roubaix) s'ajoutent 33 m de Panisélien (dont 20 m de sables d'Aeltre), stratigraphie caractéristique de toute la région flamande franco-belge.

Vers l'E, dans le Hainaut et dans l'Avesnois, la limite d'extension de l'Yprésien dont le faciès devient sableux est en retrait par rapport à celle du Landénien et ne dépasse guère la Sambre. Le faciès argileux de l'Yprésien inférieur subsiste cependant sur la rive gauche de la Sambre, au delà de la frontière franco-belge. Comme l'étagage est complet, conservé sous le Lutétien, on note la réduction rapide d'épaisseur sur quelques kilomètres (30 m à moins de 10 m) de l'argile d'Ypres. En territoire français, il faut atteindre la région d'Orchies pour la retrouver. Sa limite actuelle d'affleurement correspond d'ailleurs à celle de la zone de transition du Landénien continental : cette coïncidence doit certainement avoir une signification paléogéographique. En effet l'argile yprésienne en place, sous son faciès typique, n'existe plus au S d'une ligne jalonnée par le versant

méridional du Pévèle (carrières de Flines-les-Raches et Raimbeaucourt), le Bois des Dames (près de Bruay-en-Artois), le Mont Corbeau (S d'Aire sur la Lys), Helfaut et Longuenesse (S St Omer), la forêt d'Eperlecques et Andres. Au delà, vers le NW, la limite de l'Yprésien est enfouie sous les formations quaternaires de la Plaine maritime jusqu'à Calais. La détermination précise de l'extension originale de l'Yprésien sur le Haut-Pays est donc rendue problématique. La signification de certains gisements qui ont donné lieu à discussions sera examinée au terme de l'inventaire des faciès de l'étage yprésien.

A partir de l'Yprésien supérieur, les faciès se différencient régionalement. Le Cuisien inférieur (et supérieur en partie) est représenté dans la région du Nord par les sables de Mons-en-Pévèle, l'argile de Roubaix et les sables de Trélon. A Mons-en-Pévèle, la partie supérieure du Mont (entre 80 et 110 m) est constituée par des sables jaunes verdâtres très fins, glauconieux et micacés, riches en Nummulites planulatus elegans. Ces Nummulites sont parfois agglomérées par de la silex en un grès calcaire très résistant, disposé en lits peu épais et discontinus. Ce "Grès de Pève" ou "Pierre à liards", utilisé jadis pour le dallage, n'est plus guère observable que dans les murets de la colline. Ce faciès s'étend vers le Bassin de Mons (Mont Panisel) et dans les collines de Renaix. Il ne caractérise pas seulement la région orientale, puisqu'on le retrouve au S et à l'W du Houtland. Dans le "Mont" de Watten, ils avaient été reconnus couronnant l'argile sur 3 m dès 1870 par J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX.

Ce faciès de Mons-en-Pévèle passe latéralement dans la région de Lille et celle des Monts de Flandre à une argile tantôt plastique, tantôt sableuse. Cette assise est souvent difficile à distinguer de l'argile d'Orchies car, sauf en de rares points où un banc de galets a été signalé (Bailloul, Hazebroek), mais douteux selon M. LERICHE (1921) le passage est progressif et l'ensemble est regroupé sous le terme d'"Argile des Flandres" (J. GOSSELET, 1883a). Le faciès de l'argile

de Roubaix a pu être observé avec précision lors du sondage effectué à Cassel en 1966 (fle Cassel 1/50 000, sond. 22 ou M-1 ; cf. Ch. POMEROL et al. 1972). Il montre que le terme stratigraphique utilisé peut tromper sur la nature lithologique de l'assise car, contrairement à ce qu'on pouvait attendre, les phases sableuses restent très importantes jusqu'à la base du sondage (alt. 57 m). Dans le Ferrain, et en particulier dans la localité-type, l'argile de Roubaix est plus nettement du faciès argileux ; elle devient plus sableuse vers le haut et ce niveau a été parfois distingué sous le terme d'argile de Roncq, rattaché alors au Panisélien (J. GOSSELET, 1893-1905 ; J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1878-79). Il reste comme le soulignait M. LERICHE (1921) dans sa monographie des collines de la Flandre française que ces divisions restent théoriques dans une région où l'Yprésien est, au demeurant peu fossilifère, envahi par le faciès argileux.

Le même problème existe pour marquer le limite du Panisélien dont la position stratigraphique a subi beaucoup de vicissitudes. Considéré par M. LERICHE (1921a) comme un faciès du Bruxellien, il est placé actuellement à la partie supérieure de l'Yprésien à la suite des travaux de L. FEUGUEUR. L'ex-étage panisélien a été défini à l'E du Mons (Mont Panisel) où il surmonte les sables de Mons-en-Pévèle et se présente sous la forme de sables fins glauconifères et de grès plus ou moins lustrés (grès à ciment calcédonieux et à cassure luisante ou à ciment d'opale). Ces faciès se retrouvent, en formant une assise plus épaisse, dans les Monts de Flandre. Au sondage de Cassel, l'assise (33m) est divisée en deux : une partie inférieure (12 m) formée de sables glauconieux peu argileux ; une partie supérieure (21 m) de sables glauconieux argileux séparés par des bancs de grès peu épais (0,30 à 0,60 m) dont seul le dernier est résistant. La zone supérieure à Turritelles a été rattachée aux sables d'Aeltre de la région de Gand (L. FEUGUEUR). Cette stratigraphie caractérise l'ensemble des Monts de Flandre, collines de Cassel (Mont Cassel, Mont des Récollets) et collines de la région du Bailloul (Monts des Cats, Mont Rouge, Mont Aigu).

En dehors de ces buttes, l'assise parisélieuse n'existerait guère qu'à l'état de grès démantelés sur les hauteurs du Ferrain (Mont d'Halluin) (E. CHELLONNEIX, 1875 b ; J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1879 b ; G. DUBOIS, 1928 b). Ces grès sont tantôt glauconieux, tantôt ferrugineux. Notons au passage que ces derniers avaient été autrefois considérés comme "diastiens", d'après leur faciès.

La mention de ces grès résiduels amène à préciser le limite d'extension originelle des dépôts yprésiens dans le Haut-Pays et les conditions de communication entre les bassins franco-belge et parisien. Selon L. FEUGUEUR, l'axe artésien est resté totalement émergé à l'Yprésien inférieur. Vers le S, les faciès sparnacien de bordure apparaissent conservés au niveau de la Canche (St Aubin - St Josse) et dans le Vermandois et le Santerre (G. DUBOIS, 1921 c ; M. LERICHE, 1909g, P. CELET, 1969 ; L. FEUGUEUR, 1963). La communication entre les bassins belge et parisien ne paraît s'établir qu'avec la mer des Sables de Mons-en-Pévèle et semble se localiser surtout au niveau du Cambrésis. Le gisement le plus méridional considéré comme Yprésien sur les cartes géologiques (Cambrai 1/80 000, 1/50 000), est situé dans la colline de Bourlon à l'W de Cambrai. A. BRIQUET (1906a, 1919a) rattache à l'assise de Mons-en-Pévèle une formation comportant une vingtaine de mètres de sables fins légèrement argileux et doux au toucher, avec des petits lits d'argile interstratifiés vers la base, le tout étant couronné par une couche d'argile verdâtre de 4 m ; il le comparait également à l'argilite de Morlanwelz, faciès littoral oriental. P. CELET (1968, 1969) reprend ces conclusions, tout en rappelant que seules des considérations stratigraphiques (situation par rapport à la surface structurale de la craie, composition lithologique et superposition, soit sur les sables verts rubéfiés du Landénien marin, soit sur les sables fauves du Landénien fluviatile) ont fait assigner ces couches à l'étage yprésien. Mise en doute par M. LERICHE, cette attribution est abandonnée par L. FEUGUEUR qui rattache la formation au Landénien terminal mais qui s'interroge sur

la présence d'une argile yprésienne surmontant le Landénien de Blairville (près d'Arras). En l'absence de fossiles, les conclusions ne sont pas nettes. Reste l'argument de l'épaisseur anormale du Tertiaire de la colline de Bourlon, avancé par A. BRIQUET qui doit être retenu : une cinquantaine de mètres alors que, plus au N, le Landénien marin complet ne dépasse pas 30 m et qu'ici une partie doit normalement être érodée par le Landénien continental. En fait, ce calcul est théorique car, en l'absence de sondage dans la colline, on s'appuie sur la cote d'affleurement de la craie (vers 80 m) le long du versant. Or le mode de gisement du Landénien dans le Haut-Pays est tel, en particulier à Bourlon, qu'il ne permet guère de faire une stratigraphie géométrique.

La reconnaissance de l'extension de l'assise de Mons-en-Pévèle trouve surtout argument dans la présence de grès à Nummulites planulatus elegans, remaniés dans les formations de base des limons quaternaires du Cambrésis, ainsi que de nombreux galets de type Sinceny (M. LERICHE, 1909 g, e, d). On peut donc conclure à une large communication entre les bassins belge et parisien (M. LERICHE), mais seulement à l'Yprésien supérieur (L. FEUGUEUR), dont les preuves subsistent dans le Cambrésis. Vers l'E des grès yprésiens à N. planulatus remaniés dans le Quaternaire ont été trouvés à Louvroil près de Maubeuge et à Marbeix près d'Avesnes (M. LERICHE, 1909 g). Les sables de Trélon qui parsèment le plateau de la Petite Helpe, reposent sur le Landénien continental ou sur le Primaire, ont été rattachés au Cuisien inférieur (M. LERICHE, 1936b ; L. FEUGUEUR, 1963), comme cela apparaît sur la nouvelle carte géologique d'Avesnes (G. WATERLOT, 1969) pour le gisement de Floyon, au S d'Etroeungt. La limite d'extension de la mer yprésienne passerait donc un peu N. l'Est selon les cartes de M. LERICHE (1909 g) et de L. FEUGUEUR (1963). Cependant ces sables avaient été précédemment attribués au Bruxellien (M. LERICHE, 1904 ; cf. carte géologique Rocroi 1/80 000, 2^e édition). Ch. POMEROL (1965b) et A. BLONDEAU (1965) notent que ces sables indiquent la présence d'un rivage proche (grossièreté, hétérométrie, lignite et bois flotté). Si la détermination stratigraphique

est encore l'objet à discussion, nous retiendrons surtout le caractère littoral de ces formations qui confirme la permanence paléogéographique de la bordure continentale ardennaise.

Dans la partie occidentale de l'axe artésien (Haut-Artois Boulonnais), les seuls indices, plus fragiles, de l'extension de l'Yprésien, reposent sur la présence de galets associés à des sables considérés comme "diesttiens". A. BRIQUET (1909^a, 1919^a) avait signalé des vestiges du l'étage yprésien dans les buttes des Noires Mottes, près du Blanc-Nez. Il est intéressant de reproduire cette coupe prise dans le sommet de la butte la plus orientale car les observations sont devenues délicates dans ce terrain éventré lors de la dernière guerre et le document de A. BRIQUET est important pour l'exposé de la question du "Diestien" qui sera fait ultérieurement.

1. sable roux avec amas de grès ferrugineux et de silex très altérés.	Pliocène
2. argile plastique gris-foncé (0,50 m - 1 m).	
3. sable jaunâtre avec quelques lits minces d'argile plastique grise (0,50 m - 1 m).	Yprésien
4. niveau de petits galets de silex non altérés (noir à l'intérieur, bleu foncé à la surface).	
5. sable jaune-verdâtre (plusieurs mètres).	Landénien
6. tuffeau argileux-gris	

Lors de mes investigations, cette stratigraphie n'a pas été retrouvée. Cependant un sable jaunâtre (Ech. 55 et 56) prélevé au sondage sur le versant méridional de la même butte, à l'altitude 140, sous une couche de cailloux de grès et de silex, à 1 m de profondeur, doit correspondre à la formation éocène signalée par A. BRIQUET. Il

s'agit en effet d'un sable très fin ($Md = 0,1$ mm), glauconieux et micacé, dont la granulométrie ($Qd\gamma = 0,145$) et la morphoscopie (40 % d'écoussés luisants à 0,3 mm) témoigne de l'origine marine (fig. 26). Il peut s'agir de sable landénien en égard à l'altitude du gisement encore que ce dernier soit en général moins fin ($Md = 0,15$ à $0,30$ mm) et un peu moins bien classé ($Qd\gamma = 0,3$ à $0,4$) (fig. 23). La similitude de l'échantillon est beaucoup plus grande avec les sables du Houtland qui couronnent les buttes d'altitude 60 à 80 m et dont la position stratigraphique assigne un âge cuisien inférieur comme le montre le sondage de Cassel.

Ces faciès argilo-sableux sont dans la région des Monts de Flandre, l'équivalent latéral de l'Argile de Roubaix qui se localise assez étroitement dans le Ferrain. C'est le cas en particulier des échantillons que j'ai prélevés aux points suivants :

- Ravensberg, E de Bailleul, bordure S du Houtland (fle. Hazebrouck 1/25 000 n° 3, $x = 630,5$; $y = 338,2$; $z = 71$). Echantillon 81 = sable jaune verdâtre pris à 3 m de profondeur dans une ancienne exploitation dont le talus montre une alternance de sable argileux, d'argile sableuse et d'argile. La surface du sol est jonchée de quelques blocs usés de grès ferrugineux paniséliens.

- Sebasto, butte prolongeant vers l'E celle du Ravensberg (fle. Hazebrouck 1/25 000 n° 4, Belgique, $x = 631,9$; $y = 338,55$; $z = 76$). Echantillon 131 : sable argileux jaune verdâtre pris en sondage à 1,25 m de profondeur. Il s'agit de la même couche sableuse que celle du Ravensberg qui tapisse la ligne de collines à la bordure N de la plaine de la Lys.

- Cruys Straete, replat à l'W du Mont des Cats (fle. Steenvoorde 1/25 000 n° 6, $x = 622$; $y = 343,1$; $z = 76$). Echantillon 110 : sable argileux verdâtre pris en sondage sous une argile sableuse jaune verdâtre avec quelques cailloux de grès ferrugineux en surface. Le faciès argileux du l'Yprésien est sans doute plus proche vers l'alt. 70 m comme

l'indique la carte géologique Steenvoorde 1/50 000 (P. SANGNIER, 1969), puisque l'argile gris-bleuâtre affleure à l'altitude 65 m dans un talweg affluent de la Vlsterbeck.

- Steen Acker, replat au NW de Boeschèpe (fle. Steenvoorde 1/25 000 n° 6, x = 624 ; y = 345,45 ; z = 63). Echantillon 161 : sable argileux jaunâtre pris en sondage à 2 m de profondeur sous un limon argileux brunâtre. La position morphologique du gisement est identique à celle de Cruys Straet, mais à une altitude plus basse par suite du pendage général vers le N.

- Croix de Poperinge, versant SE du Mont Noir (fle. Steenvoorde 1/25 000 n° 8, x = 629,05 ; y = 341,6 ; z = 80). Echantillon 104 : sable argileux verdâtre pris en sondage à 1,25 m de profondeur sous un loess brunâtre reposant sur une solifluxion caillouteuse. La couche sableuse a été reconnue, très homogène, jusqu'à une profondeur de 6 m, (Ponts et Chaussées, 1967) et l'argile d'Orchies n'apparaît qu'à l'altitude 60.

- Métérén, replat de l'interfluve entre la Cappel Bucque et la Métérén Bucque, deux rivières descendant au S du Mont des Cats (fle. Hazebrouck 1/25 000 n° 2, x = 625,1 ; y = 338,9 ; z = 56). Echantillon 111 : sable argileux verdâtre sous un limon brunâtre et une alternance du sable et d'argile, pris à 1,50 m de profondeur. Le sommet du replat est à la cote 66 ; le sable est toujours présent à la cote 50. Le maintien du faciès yprésien sableux pour ce gisement méridional, à une altitude si basse doit vraisemblablement s'expliquer par sa position dans le compartiment effaissée de la faille de Bailleul (cf. 4e partie).

L'ensemble de ces échantillons cuisien présente des caractères semblables que l'on retrouve dans la formation des Noires Mottes. Il s'agit de sables argileux à faiblement argileux (fraction sableuse : 57 à 78 % ; fraction argileuse : 30 à 20 % ; fraction limoneuse toujours réduite). La similitude des caractères de la fraction sableuse, tant granulométriques que morphoscopiques, est remarquable.

- (fig.26,27)- $\phi d = 0,098$ à $0,105$; $\phi d \psi = 0,14$ à $0,20$; symétrie ;
- abondance de la muscovite et surtout de la glauconie (20 à 40 % à $0,2-0,3$ mm) ;
 - usure importante des grains de Quartz sous forme d'émousés luisants et de sub-anguleux luisants (30 à 48 % à $0,3$ mm).

Ce type de sable caractérise d'ailleurs, à des nuances de détail près, toute la série cuisienne (s.l.) des Monts de Flandre comme le montre la comparaison avec les échantillons paniséliens prélevés au Mont Kokereel, au Mont Noir et au Mont des Cats : (fig. 27, 28)

- Mont Kokereel :

- . Ech. 105 : sable verdâtre compact pris dans une carrière sur le flanc S du Mont, à 4 m de profondeur sous un lit de galets surmonté d'une masse de sable jaune roux. (fle. Steenvoorde 1/25 000 n° 7, x = 625,5 ; y = 343,4 ; z = 100).
- . Ech. 109 : sable jaune verdâtre compact pris au sommet du Mont, à 1 m de profondeur sous une formation superficielle caillouteuse (galets cassés et blocs de grès ferrugineux) (fle. Steenvoorde 1/25 000 n° 7, x = 625,82 ; y = 343,7 ; z = 110).

- Mont Noir :

- . Ech. 35 : sable jaunâtre prélevé dans une carrière sur le flanc S du Mont (près du cimetière britannique) à 4 m de profondeur sous une couche de sable rougeâtre avec galets et blocs de grès ferrugineux. (fle. Steenvoorde 1/25 000 n° 7 ; x = 628,2 ; y = 342,18 ; z = 125).
- . Ech. 88 : sable verdâtre prélevé dans le chemin raviné qui escalade le versant S du Mont à 2 m de profondeur sous un sable panaché rouge et blanc à concrétions

gréseuses ferrugineuses (fle. Steenvoorde 1/25 000
n° 7, $x = 628,1$; $y = 342,25$; $z = 130$).

- Mont des Cats :

. Ech. 112 : sable gris verdâtre à petites taches jaunes pris dans une carrière située sur le versant NE du Mont, à 2 m de profondeur sous une formation superficielle sableuse rougeâtre avec cailloutis de grès ferrugineux (fle. Steenvoorde n° 6 1/25 000, $x = 623,7$; $y = 342,9$; $z = 135$).

Ces sables définis sous le terme de "sables glauconieux du Mont Noir" ont des caractères granulométriques plus variables que les sables précédents ($Md = 0,098$ à $0,22$ mm). Ce fait a été mis en évidence par les travaux de Ch. POMEROL (1961a) et A. BLONDEAU (1965). Ce dernier rattache au Panisélien un sable prélevé au Mont Noir à l'alt. 125 qui présente le même faciès granulométrique que l'échelle 35. Les sables paniséliens diffèrent surtout par l'importance de la fraction sableuse (71 à 90 %) qui les fait ranger parmi les sables francs. Ils comportent cependant des lentilles argileuses et peuvent parfois présenter une structure entrecroisée (versant du Mont Noir, altitude 93 - 100) comme cela avait été noté par M. LERICHE (1921a). Le classement de la fraction sableuse reste constamment bon ($Qd\gamma = 0,18$ à $0,29$), mais en moyenne la valeur de l'indice est légèrement supérieure à celle des sables argileux yprésiens sous-jacents. Ils ressemblent donc beaucoup aux sables landéniens supérieurs marins. Cependant leur teneur en glauconie et en mica est nettement plus forte et ce fait caractérise l'ensemble de la série sableuses yprésienne. Le faciès panisélien a d'ailleurs été défini avec la Glauconie du Mont Panisel, près de Mons.

Ech.	Glauconie (% de l'ensemble des grains)	
105	80 %	0,2 - 0,1 mm
109	50 %	0,2 - 0,1 mm

Ech.	Glaucorie (% de l'ensemble des grains)	
35	20 %	0,3 - 0,2 mm
88	10 %	0,2 - 0,1 mm
112	60 %	0,4 - 0,3 mm
81	50 %	0,2 - 0,3 mm
104	40 %	0,2 - 0,3 mm
56	40 %	0,2 - 0,3 mm

L'analyse morphoscopique montre une usure importante des grains de Quartz sous forme d'émousés-luisants (30 à 80 % à 0,3 mm). Au delà de 0,4 mm, l'observation est limitée par le manque de grains de quartz. Mais d'une façon assez constante, les courbes morphoscopiques tendent alors à marquer un palier ou à s'inverser: Les ronds-mats sont exceptionnels et les grains usés moins nombreux sont de plusieurs sortes (El typiques, sub-anguleux luisants, grains cassés réusés). Tout cela témoigne d'un mélange de matériel différent et ces sables sont le résultat du remaniement d'autres éléments marins antérieurs, en particulier landéniens. Tous les sables tertiaires de la région ont notamment en commun une masse sableuse fine, très usée : c'est un fait essentiel à retenir pour l'étude des formations superficielles. Il s'agit donc, pour les caractères morphoscopiques de ces sables, d'un phénomène de "somme-tion" assez identique à celui que Ch. POMEROL (1965b) a souligné pour la composition en minéraux lourds des sables de l'Eocène moyen.

L'analyse des minéraux lourds* a porté sur une série limitée d'échantillons de façon à comparer, en particulier, le sable des Noires Mottes (éch. 56) aux sables landéniens (éch. 28 et 225) et yprésiens (éch. 86, 112, 105, 81). Des données précises existent en Belgique (R. TAVERNIER, 1947 a ; W. DE BREUCK, 1959) sur l'ensemble de la série stratigraphique, en liaison avec les résultats obtenus aux Pays-Bas. Dans le Nord de la France, les études récentes, limitées d'ailleurs, n'ont porté que sur les sables de l'Eocène moyen et supérieur (Ch. POMEROL, 1961 a ; A. BLONDEAU, 1965) et sur le Landénien de la région de

* Analyse M. TERS et Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.

Bruay en Artois (H. BERTOUILLE, 1963 a). Pour aboutir à des conclusions précises, une recherche spécialisée portant sur l'ensemble des formations sableuses de la région serait nécessaire. Les données actuelles, trop limitées, ne peuvent donc être interprétées qu'avec prudence.

Le sable des Noires Mottes (éch. 56) montre une prédominance des minéraux ubiquistes (84 %) représentés surtout par le zircon (50 %) et le rutilé (18 %) alors que la tourmaline est en plus faible proportion (11 %), et une place importante occupée par la staurotite (8 %) et le disthène parmi les minéraux de métamorphisme (fig. 39). Le sable du Ravensberg (éch. 81) possède un cortège similaire : ubiquistes (86 %) à dominante de zircon (36 %) et de rutilé (25 %), importance relativement faible des minéraux de métamorphisme (11 %) avec la staurotite (5 %) et le disthène (4 %). Contrairement au précédent, le grenat existe mais en très faible proportion (0,5 %). Ce type de cortège caractérise tous les échantillons étudiés, s'échelonnant du Landénien supérieur au Panisélien. Ils appartiennent à la même province pauvre en grenat, mise en évidence au S et au SE de l'ensemble belgo-néerlandais : province B de Ch. EDELMAN en Hollande, province D de W. DE BREUCK en Belgique. Le Nord de la France s'apparenterait beaucoup plus, ce qui paraît logique compte-tenu de sa position, à la province belge qui, comme l'a souligné W. DE BREUCK (1959) se définit surtout par la prédominance des ubiquistes, les minéraux de métamorphisme étant moins représentés que dans la province B des Pays-Bas. La même province caractérise le Bruxellien des Monts de Flandre (A. BLONDEAU, 1965). La permanence d'une même province minéralogique dans le Nord de la France, alors qu'en Belgique les limites des provinces G (riche en grenat) et D montrant les fluctuations au cours de l'Eocène, traduirait sans doute le maintien de conditions paléogéographiques assez semblables à la bordure de l'Artois, du moins depuis le Landénien supérieur.

La seconde observation est l'étonnante monotonie du cortège caractérisé par la prédominance du zircon et du rutilé, bien que

les sables soient parfois d'une inégale finesse. C'est le cas pour nos échantillons de sables marins landéniens (éch. 38 et 255) comme pour ceux de H. BERTOUILLE (éch. S1, S2, S3). La proportion d'anatase, toujours réduite, est particulièrement faible dans le Landénien alors que ce minéral avait été reconnu d'une façon plus importante dans la région (L. CAYEUX, 1891 ; W. DE BREUCK, 1959 : Mouscron). De même l'andalou-site, considérée comme typique du Panisélien, par ce dernier auteur, n'occupe qu'une place à peine plus marquée dans nos échantillons à partir de l'Yprésien où, par contre, l'importance plus grande du groupe des minéraux titanés (rutile, anatase, brookite) paraît un fait général. Cependant les sables yprésiens analysés présentent bien, dans l'ensemble, le cortège reconnu en Belgique, lequel diffère de celui de l'Yprésien du N du Bassin de Paris où la tourmaline domine (A. BLONDEAU). Ce même minéral est caractéristique du Lutétien (Ch. POMEROL, 1961a ; A. BLONDEAU, 1965), mais cela n'a pu servir ici de critère car les sables bruxelliens analysés ont aussi un cortège à dominante de zircon et leur différence apparaît résider beaucoup plus dans l'augmentation du groupe des minéraux de métamorphisme (25-28 % contre 10-15 %).

Il semble donc que l'Yprésien voit dans le N de la France la continuation des conditions paléographiques établies à partir du Landénien supérieur. Si le gisement des Noires Mottes est bien un témoin yprésien marin, il doit, contrairement à l'avis de A. BRIQUET, être rattaché au Cuisien. C'est à l'Yprésien supérieur seulement qu'on peut admettre une invasion marine dans le Haut-Artois et le Haut Boulonnais (cf. L. FEUGUEUR, 1963, cartes paléogéographiques). La présence des galets de type Oldhaven, signalés depuis longtemps à divers niveaux de l'Yprésien (J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1870 ; M. LERICHE, 1921 ; J. LORIE, 1921) tendrait à prouver le maintien de conditions sublittorales dans ces régions. L'importance des galets marins qui parsèment les formations superficielles du Haut-Boulonnais trouve ainsi en partie son explication. Tout cela serait en accord avec le caractère d'instabilité sédimentaire (influences tectoniques ?) qui apparaît dans la stratigraphie du bassin belge à partir de l'Yprésien supérieur et qui rend délicate toute tentative de délimitation des étages (M. GULINCK et A. HACQUAERT, 1954).

2 - Le Lutétien et le Bartonien

Les formations lutésiennes et bartoniennes en place ne sont bien représentées que dans certains Monts de Flandre. Dans le reste de la région, la reconstitution paléogéographique ne peut s'appuyer que sur des vestiges remaniés dans les formations superficielles et ceux-ci ne concernent que le Lutétien.

En France, la série stratigraphique la plus complète est fournie par le Mont Cassel et, son annexe, le Mont des Récollets. Le récent sondage effectué à Cassel sur la place Plumer (alt. 157,5 à près de 20 m en contrebas du sommet du Mont) fournit une coupe complète de l'Eocène qui précise les observations antérieures faites dans les carrières abandonnées depuis longtemps (1) et dont la synthèse avait été établie par M. LERICHE (1921a).

A la suite des corrélations récentes établies entre les étages du Bassin de Paris et du bassin belge (Ch. POMEROL, 1961a ; A. BLONDEAU, 1965 ; colloque sur l'Eocène, 1968 ; A. BLONDEAU, Ch. CAVELIER, L. FEUGUEUR et Ch. POMEROL, 1965 ; Ch. POMEROL, 1968a), le Lutétien, divisé en 3 sous-étages dans le Bassin de Paris, serait représenté par le Bruxellien, le Lédien et le Wemmelien ; l'Assien correspondrait au Bartonien inférieur. Ce tableau représente un vieillissement des couches supérieures de Cassel que confirme la géochronologie absolue, la "bande noire" de Cassel (sable argileux très glauconieux

(1) M. LERICHE regrettait en 1921 que la coupe du Mont des Récollets -coupe type de l'Eocène moyen et supérieur de la Flandre- n'ait pu être entretenue et classée comme le sont les monuments historiques (p. 76).

situé à la base du Bartonien, alt. 131,7 m) ayant été datée de 45,2 millions d'années (M. BONHOMME, G.S. ODIN, Ch. FOMEROL, 1969) et $41,8 \pm 3$ MA (G.S. ODIN, 1972).

Les quelques millions d'années que représente la durée du Lutétien n'ont donc laissé comme dépôt à Cassel que 16 m de sables avec intercalations de bancs gréseux, bilan sédimentaire beaucoup plus réduit que celui de l'Yprésien qui pour un espace de temps légèrement plus long est représenté par une sédimentation de plus de 170 m. Le Lutétien marque un tournant dans la paléogéographie du terrain sédimentaire de l'Europe du NW qui va être marquée par le soulèvement et l'exondation définitive de l'anticlinal de l'Artois, séparant désormais le bassin de Paris du bassin belge.

Le cycle Lutétien débute cependant comme les précédents, la mer transgressant du N et de l'W dans le bassin de Paris et franchissant l'Artois pour la dernière fois (Ch. POMEROL, 1967). Dans le bassin belge, la transgression du Bruxellien s'opère selon le même dispositif que celle de l'Yprésien, mais cet étage est débordé au SE par le Bruxellien qui a un caractère ravinant dans le Brabant. A l'E de Nivelles, il repose directement sur le socle paléozoïque.

Par contre à l'W de la Senne, la transition entre les étages est progressive et le Lutétien garde les caractères du faciès panisélien ce qui a provoqué le débat stratigraphique. M. LERICHE avait ainsi considéré le Panisélien comme un faciès du Bruxellien dans sa monographie des collines de la Flandre française (1921) et il notait que ce faciès y dominait au point d'y former presque à lui seul l'étage entier. Cependant le faciès calcaireux bruxellien réapparaît à Cassel avec les "sables blancs de Cassel" sur une épaisseur d'environ 10 m, superposés aux sables paniséliens d'Aeltre. Selon M. LERICHE, il n'y a entre les deux formations, au Mont des Récollets, ni ravinement, ni gravier, ni zone rubéfiée indiquant une lacune entre les deux dépôts, ce qui confirme le sondage de Cassel. La granulométrie différent peu ($M_d = 0,16$ à $0,21$ mm), il n'existe qu'un

changement assez brusque dans la composition minéralogique des sables qui comportent des bancs discontinus d'un grès légèrement calcaireux, devenant siliceux par places. La répartition des minéraux lourds se caractérise par l'apparition d'un cortège continental d'origine ardennaise à tourmaline (50 à 55 %) et andalousite (11 %) alors que le zircon, les minéraux titanés et le grenat sont plus rares. De même les données du sondage de Cassel (G.S. ODIN et Ch. POMEROL, 1972) montrent que l'épidote et la hornblende ont presque disparu. Une proportion importante (10 %) de hornblende verte avait cependant été précédemment signalée (A. BLONDEAU, 1965), ce qui ne correspondait pas au cortège classique du Bruxellien.

Après avoir étudiée divers sables du Mont des Récollets, du Mont des Cats, du Mont Noir et du Mont-Aigu, A. BLONDEAU (1965) conclut que le Bruxellien n'est bien représenté que dans les deux premières collines avec des caractères identiques au Bruxellien du Brabant. Les autres monts comportent cependant à la partie supérieure de la série éocène, des sables quartzeux clairs micacés sans fossiles, signalés notamment dans les descriptions de J. ORTLIEB et E. CHEL-LONNEIX (1870, 1875, 1882), DECROCK (1891). A. BRIQUET (1919*) que M. LERICHE (1908-1909, 1921*) rattache au Bruxellien dans la plupart des cas : ~~seulement~~ au Mont des Cats et au Mont de Boeschèpe, d'une façon plus douteuse au Mont Noir, au Mont Rouge, au Mont Aigu et au Mont Kemmel.

Malgré tout sur le terrain, l'interprétation stratigraphique de ces sables reste délicate après analyse -Ch. POMEROL (1961*) s'est heurté à cette difficulté avec le sable non fossilifère de la grande carrière situé sur le versant W du Mont des Cats (alt. 120 m) dont l'échantillon (896) prélevé à la partie supérieure du niveau à N. lacvigatus altérés se rapporte au Bruxellien par la granulométrie, mais non par la répartition des minéraux lourds. Mes propres recherches sur le Diestien et son substrat ont posé les mêmes problèmes, en particulier au Mont des Cats.

L'étude de la série stratigraphique immédiatement sous-jacente au Diestien en place a été menée, sur le versant SE et E, le long du chemin encaissé qui fait accéder au sommet de la colline entre les altitudes 135 et 145 m (fig. 35). Au Panisélien de couleur verdâtre homogène (Ech. 112) exploité en carrière succède une série sableuses en bancs lités ou non, de couleur variée : verdâtre, jaunâtre orangé, jaunâtre ocre, rougeâtre. Il s'agit bien des sables qui ont fait l'objet autrefois d'abondantes observations et discussions (J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1870 ; J. ORTLIEB, 1875b, 1876, 1882 ; BOUSSEMAER, 1889 ; DECROCK, 1891) et que M. LERICHE (1908-1909) attribue au Bruxellien.

Le forage du Monastère effectué en 1885 (E. DELVAUX, 1886) au sommet du Mont montre ainsi que ces sables sont conspurqués avec 9 m d'épaisseur sous le Diestien, ce qui situe leur base vers l'altitude 135 m. Il est intéressant au passage de comparer ces données à celles du récent sondage de Cassel réalisé à une altitude proche. La base du Bruxellien se situerait à une dizaine de mètres plus haut qu'à Cassel, écart que l'on retrouve identique au niveau du toit du Landénien dans les sondages voisins (sondages n° 28 et n° 67, file St Omer, 1/80 000). L'épaisseur de l'Yprésien serait donc constante entre Cassel et le Mont des Cats. Par suite, le sondage du Monastère, contrairement à celui de Cassel, a atteint l'argile yprésienne compacte vers l'altitude 65, cote conforme aux observations personnelles faites sur le versant du Mont (fig. 35).

L'analyse des sables supérieurs de la série éocène montre qu'ils diffèrent peu du Panisélien supérieur (fig. 29). La fraction sableuse représente en général plus de 75 % de l'échantillon (73 % à 85 %). La médiane est comprise entre 0,115 et 0,157 mm. Les courbes cumulatives sont caractéristiques de la sédimentation marine éocène : $Q_d \varphi = 0,16$ à $0,35$. Des différences apparaissent dans la teneur

en glauconie qui atteint toujours cependant son maximum vers 0,3 mm (20 à 80 % de l'ensemble des grains). Ces sables sont aussi inégalement micacés : la teneur en mica est en général inversement proportionnelle à la teneur en glauconie ; l'exemple est particulièrement net avec le sable rougeâtre (Ech. 150).

Si l'usure des grains de quartz est assez variée, elle est dans la plupart des cas forte et même très forte dès les petites dimensions. L'échantillon 114 constitue une exception, encore que les émoussés-luisants dépassent 30 % à 0,3 mm. Beaucoup plus caractéristique pour l'ensemble de ces sables est l'allure identique de leurs courbes morphoscopiques (fig. 30) : elles présentent toutes un palier pour les dimensions supérieures à 0,3 - 0,4 mm ; à ces dimensions, les émoussés-luisants typiques (arrondis et ovoïdes luisants) montrent souvent un maximum. La fraction plus grossière est marquée par un mélange de grains : sub-émoussés-luisants relativement plus importants, anciens grains luisants ou mats cassés et remodulés, arrondis-luisants typiques ou picotés. Les ronds-mats, imputables à une action éolienne, sont rares ou absents pour les niveaux inférieurs ; ils n'atteignent des proportions notables (8 à 20 % vers 0,6 - 0,7 mm) que pour les sables supérieurs (Ech. 151 à 148). Un ultime façonnement éolien de ces sables marins est donc décelable, mais il reste limité, sans doute par suite de la finesse granulométrique.

Compte-tenu des variations granulométriques, ces sables présentent dans l'ensemble les mêmes caractères morphoscopiques que les sables parisiens, mais plus accusés. On retrouve le même stock usé dans la fraction fine, et le mélange des grains dans la fraction plus grossière, mieux représentée, confirme l'importance des héritages. Par remaniements successifs ces sables proviennent de la couverture paléocène de l'Artois, et cette conclusion est en accord avec celle que tire A. BLONDEAU (1965) de l'étude des minéraux lourds.

Par leurs minéraux lourds (fig. 39), les sables supérieurs de l'Eocène du Mont des Cats (Ech. 155, 150, 148) se différencient des sables paniséliens:

- par une teneur globale plus élevée (supérieure à 1⁰/oo alors qu'elle est de l'ordre de 0,7⁰/oo dans l'Yprésien et le Landénien);
- par l'importance plus grande du groupe des minéraux de métamorphisme (25 à 28 %), une teneur plus élevée en tourmaline, qui se rapproche de celle du zircon, la présence de traces d'épidote.

Ce cortège est différent de celui du Bruxellien du Mont des Récollets et du Mont Cassal, cependant la staurotide et l'ondalousite occupent une place plus importante que dans l'échantillon 112. Il se rapprocherait davantage des sables étudiés par Ch. POMEROL (1961) et A. BLONDEAU (1965) sur le versant W du Mont des Cats, finalement rattachés au Bruxellien malgré une composition minéralogique non typique. Si la tourmaline n'atteint pas la même importance, cela peut résulter de la différence granulométrique des fractions analysées (0,16 - 0,05 mm pour nos échantillons, 0,16 - 0,08 pour ceux de Ch. POMEROL). La proportion de tourmaline, et aussi d'ondalousite, augmente normalement avec la grosseur du sable, ce qui se vérifie en particulier pour les échantillons 148 et 155 où le comptage a été possible dans la fraction 0,5 - 0,16 mm. Dans l'ensemble, les sables bruxelliens du Mont des Cats s'apparentent encore beaucoup à la partie supérieure du Panisélien (dont ferait encore partie l'Ech. 116) auxquels ils succèdent d'ailleurs insensiblement. Un sable jaunâtre prélevé au Mont Kemmel vers l'altitude 120 m (Ech. 120) présente par contre des caractères plus nettement bruxelliens (tourmaline 36 %, zircon 18 %), ce qui confirmerait la réapparition de ce dépôt dans le Mont de Flandre le plus oriental N (J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1870).

Beaucoup de points restent à élucider dans les rapports mutuels entre les sédiments bruxelliens et le faciès panisélien dans les Monts de Flandre, comme dans le N de la Belgique (M. GULINCK, 1967).

Les différences entre le Bruxellien du Mont Cassel et celui des Monts de la région de Bailloul ne peuvent s'expliquer entièrement par l'altération ultérieure qui résulterait de l'absence, dans ces dernières collines, de la couverture protectrice de l'argile bartonienne. En effet, certaines couches rougeâtres fortement altérées sont surmontées par des niveaux glauconifères inaltérés. Le Bruxellien des Monts implique des conditions sublittorales. La sédimentation lutétienne s'est faite en eau peu profonde dans un bassin faiblement subsident dont les bords et le fond étaient soumis aux jeux de synclinaux et d'anticlinaux hérités de l'Hercynien et où de petits mouvements pouvaient modifier profondément le ligne de rivage (A. BLONDEAU, 1965). Dans ces conditions paléogéographiques, le secteur de Cassel devait occuper une place particulière.

La région des Monts de Flandre n'est cependant devenue définitivement littorale qu'au cours du Lutétien. Des témoins de l'extension de la mer au Lutétien inférieur existent dans une grande partie du Nord, sous la forme de grès à Nummulites laevigatus remaniés à la base du Quaternaire (J. GOSSELET, 1873-74a ; M. LERICHE, 1905 b, 1909 d, e, f, 1922). Ces grès sont particulièrement abondants sur les petits plateaux tertiaires du Cambrésis et de l'Avesnois au NE de la Picardie, suggérant un golfe entre le bassin du Nord et le bassin de Paris. Ils ont également été signalés dans le Pays de Weppes à Ennetières. Dans cette région leur présence est d'ailleurs beaucoup plus générale car j'en ai découvert dans la cailloutie de base des limons pléistocènes exploités par les Briqueteries de Sainghin-en-Weppes et de Lambersart. Il s'agit de grès quartzite à grosses Nummulites avec ciment de silice microcristalline (détermination : C. CAVELIER). Le bloc de Sainghin comporte un résidu calcaire et, originellement, avant la silification secondaire, il s'agissait d'un grès à ciment calcaire à Nummulites dont les grains de quartz, de taille moyenne, étaient homométriques et arrondis. Celui de Lambersart comporte de la tourmaline assez abondante et des paillettes de muscovite et il diffère du précédent par un ciment plus développé et ferrugineux (limonite),

un grain plus fin et une silicification quasi totale. On retrouve les mêmes caractères que ceux qui avaient été définis par L. CAYEUX (1906).

La présence d'un vestige bruxellien remanié au Bois du Quesnoy, près d'Osly-le-Verger (M. LEQUEUX, 1931) prouve l'extension du Lutétien inférieur entre les Monts de Flandre et de Renaix et le Cambrésis-Avesnois. Vers l'W, dans le Haut Artois et le Haut Boulonnais, les témoins fossilifères manquent et cette région est considéré comme un haut fond de la mer du Lutétien inférieur par A. BLONDEAU (1965, cf. carte paléogéographique).

Le soulèvement de l'Artois se précise à partir du Lutétien moyen qui est donc le tournant décisif dans la paléogéographie du bassin sédimentaire. Ce serait le prolongement occidental du plus ample soulèvement affectant le massif ardennais-rhénan et la partie orientale du bassin de Paris (J. TRICART, 1952; Ch. POMEROL, 1961 ; A. BLONDEAU et Ch. POMEROL, 1964). Ce mouvement positif du massif ancien ardennais serait responsable de la surcharge en tourmaline sensible dans le Bruxellien. Le soulèvement relatif, sans doute de faible amplitude, ne se limite pas seulement vers le N à l'axe artésien actuel car l'ensemble du bassin franco-belge, au S de l'alignement des Monts de Flandre-Collines de Renaix, reste désormais émergé, l'axe artésien prenant seulement l'avantage sur l'axe brabançon. Phénomène déjà sensible au Lutétien inférieur par les variations d'épaisseur du Bruxellien (9 m à Cassel, 20 à 50 m en Belgique Centrale), le bassin se contracte vers le N, et sa communication directe avec le bassin parisien par le Cambrésis est interrompu dès le Lédien (Lutétien moyen) sans que l'hypothèse d'une liaison par une Manche éocène soit exclue (Ch. POMEROL, 1961 c ; Y. LE CALVEZ et Ch. POMEROL, 1961 ; Ch. POMEROL, 1968b). L'importance de ce tournant paléogéographique est soulignée par la régression après le Bruxellien qui paraît la plus marquée de tout l'Eocène belge alors que celle qui a précédé le Bartonien l'est beaucoup moins

(C.W. DROOGER, 1964) cependant l'importance de la discordance entre Lédien et Bruxellien est mise en doute par Ch. POMEROL (1968) qui pense que la lacune entre les deux n'est pas aussi longue qu'on croyait, les transgressions s'étant effectuées de toute façon d'une manière calme (inondations).

Dans le N de la France, les sédiments lédiens n'existent d'une façon certaine qu'au Mont Cassel et au Mont des Récollets avec environ 6 m de sables fins (Md de l'ordre de 0,1 mm), calcaireux, légèrement glauconieux, à N. variolarius, dans lesquels s'intercalent des bancs discontinus et peu épais de grès dur calcarifère. Ils reposent sur le Bruxellien par l'intermédiaire d'un niveau gravelleux bien marqué (sable à gros grains de quartz avec quelques galets de silice et de nombreux N. laevigatus roulés). Ces caractères se retrouvent identiques dans le Lédien belge qui ne subsiste plus d'une façon continue, sous le recouvrement postérieur, qu'au N et dans le centre du pays.

Entre Cassel et Renaix, le Lédien n'existe qu'à l'état de témoin isolé au Mont-Aigu et peut-être au Mont Kemmel ; des vestiges remaniés dans le Quaternaire (grès silicifiés à N. variolarius) ont été signalés au Mont des Cats (M. LERICHE, 1921 a). Mais Ch. POMEROL (1961) considère que les collines de la région de Bailleul faisaient déjà partie du domaine continental. La limite d'extension de la mer lédienne correspondrait donc à peu près avec l'alignement des Monts de Flandre. L'absence de vestiges lédiens dans le Quaternaire de la région lilloise ne permet pas de préciser davantage. Contrastant cependant avec la présence de témoins paniséliens et bruxelliens, elle laisse supposer que le rivage lédien se situait au N du Ferrain,

Les sables wemméliens qui correspondent au Lutétien terminal du bassin du Paris n'existent pas dans les Monts de Flandre. En Belgique, ils reposent avec une épaisseur variable (maximum : 11 m au sondage du Wendrecht, au N d'Anvers) sur le Lédien auquel ils

succèdent sans hiatus important et se sont probablement déposés dans des conditions de milieu semblable (M. GULINCK, 1965).

Dans les Monts de Flandre, l'argile bartonnienne (argile d'Asse) est directement superposée au Lédien par l'intermédiaire d'une mince couche de sable glauconifère grossier, avec des N. variolarius remaniées (épaisseur : 0,40 à 0,80 m), connue sous le nom de "bande noire". C'est la glauconie abondante de ce niveau qui, dans le sondage de Cassel, a donné lieu à la datation absolue mentionnée précédemment. A Cassel, le Bartonien a une épaisseur d'environ 15 m ; la partie inférieure est constituée par une argile sableuse glauconifère (5 à 7 m) ; la partie supérieure (8 à 10 m) est une argile gris clair, plus pure et plus plastique, désignée autrefois sous le nom d'"Argile de la Gendarmerie" (J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1870).

Dans le groupe des collines de Bailleul et d'Ypres, le Bartonien est beaucoup moins développé. Il réapparaît surtout au Mont Kemmel et au Mont Aigu où il ravine fortement le Lédien mal conservé. Il manque au Mont des Cats, mais il existerait sous forme de lambeaux discontinus, peu épais et avec un faciès plus sableux au Mont de Boeschèpe, au Mont Noir et au Mont Rouge reposant sur les sables lutétiens ou paniséliens (M. LERICHE, 1921 *).

En Belgique, l'argile bartonnienne occupe la même zone, un peu plus réduite que le Lédien, et s'épaissit vers le N (21 m dans la région de Malines, 59 m au N d'Anvers) (M. GULINCK et A. HACQUAERT, 1954). Les conditions paléogéographiques semblent identiques à celles du Lédien et l'axe des Monts de Flandre doit encore coïncider avec la limite extrême du littoral qui va ensuite régresser fortement à la limite Eocène -Oligocène-.

A partir de la fin de l'Eocène commence une longue période où la région du Nord se trouve incorporée au domaine continental qui s'étend du S de la Belgique au N du bassin de Paris. Le Tongrien marin qui, dans l'opinion classique était rangé dans l'Oligocène inférieur, mais qui pourrait plutôt être traversé par la coupure Eocène-Oligocène (cf. M. GULINCK, 1965 ; Colloque sur le Paléogène, 1964; Colloque sur l'Eocène, 1968) encore que cette position, fondée sur le même renouvellement de faune qui s'observe dans le bassin de Paris entre le Ludien et le Stampien, reste discutée en Belgique (W. WEYNS, 1970 ; E. MARTINI et T. MOORKENS, 1969), est cantonné au N et à l'E de la Belgique comme les deux autres étages de l'Oligocène belge (Rupélien et Chattien). Parallèlement, le golfe stampien du bassin parisien s'allonge au S de l'anticlinal du Pays de Bray qui limitait déjà les mers de l'Eocène supérieur (Ch. POMEROL, 1967 a) pour se contracter au S de la Seine avec la partie supérieure de l'étage en même temps qu'un mouvement épirogénique de bascule affecte le N et l'E du bassin de Paris (J. RIVELINE-BAUER, 1970). La région du Nord fait donc partie d'une vaste dorsale s'étendant du S de la Belgique à la Picardie dont l'Artois constitue l'axe. La situation continentale du Nord de la France et de la région belge voisine est d'autant plus importante à observer que des témoins d'une sédimentation marine, rapportée à l'Oligocène, existent sur le plateau ardennais dans les environs de Liège et les Hautes Fagnes (L. CALEMBERT, 1954 ; M. GULINCK 1966 ; C. SIERAKOWSKI, 1970). La tendance à la formation d'un golfe vers la région liégeoise manifeste une nouvelle orientation dans les mouvements tectoniques avec un mouvement de bascule de l'E de la Belgique et le jeu oligocène des failles du NE de la Campine et du Limbourg (subsidence de la fosse de Ruremonde) orientées de NW à SE (P. FOURMARIER, 1954).

Aucun dépôt continental n'est rapporté à l'Oligocène dans la région du Nord. D'une façon plus générale, les données de l'évolution paléogéographique régionale restent très incertaines de l'Oligocène

au Quaternaire ancien. Les seules formations pouvant éventuellement fournir des jalons sont rares et limitées à certains secteurs du Haut et du Bas-Pays : "Diestien" des Monts de Flandre et "sédiments pauvres" (A. BRIQUET) du l'Artois d'une part, "argile à silex" d'autre part ; elles ont donné lieu à d'abondantes discussions et mettent en cause l'Eogène, le Néogène et le Quaternaire. L'étude de ces formations superficielles sera donc envisagée ultérieurement, priorité étant donnée au "Diestien" qui concerne plus étroitement la paléogéographie de la fin du Tertiaire.

CHAPITRE 4

BILAN LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE CRETACEE-EOCENE

L'histoire sédimentaire de la région, au demeurant relativement courte du Posthercynien à l'Eocène -puisque la Région du Nord proprement dite (Boulonnais mis à part à cause de sa sédimentation jurassique) n'a été incorporée, totalement ou partiellement, au domaine marin que durant à peu près un tiers seulement de la période s'étendant du Permien à la fin du Tertiaire- n'a laissé qu'un bilan lithostratigraphique réduit en puissance et monotone en faciès. Il faut insister sur ce point car en même temps qu'il conditionne étroitement l'évolution du modelé en rapport avec le substrat lithologique, il précise les données de base de l'analyse des formations corrélatives.

1 - Lithostratigraphie du Crétacé.

La série crétacée dans laquelle s'inscrit le relief de la région étudiée se réduit au Crétacé supérieur qui est aussi presque totalement caractérisé par le faciès marneux et crayeux. L'Albien argileux (Gault) ne joue un rôle, réduit, que dans le Pays de Lièges. Le problème est alors de saisir les nuances à l'intérieur

d'une pétrographie de même type et de préciser la signification réelle de termes lithostratigraphiques utilisés dans un sens chrono-stratigraphiques (dièves, marnes crayeuses, craie marneuse, craie). Comme le note Ph. PINCHEMEL (1954), les accidents géologiques locaux, les faciès régionaux interdisent toute généralisation.

En s'appuyant sur les nombreuses descriptions, les études pétrographiques, plus rares, et les observations personnelles, il est possible de dresser un bilan lithologique régional qui, cependant, ne retiendra que les ensembles jouant un rôle direct dans la morphologie. Ainsi la série crétacée doit être envisagée totalement pour le Haut Boulonnais, le Haut Artois et la bordure ardennaise (Hainaut-Avesnois). Pour le reste du Haut Pays et le Bas Pays crétacé, seuls les termes turonien, surtout moyen et supérieur, et sénonien sont concernés.

En liaison avec les conditions paléogéographiques des transgressions crétacées, la différenciation de provinces lithologiques, sensible au Cénomarien, s'estompe progressivement dans le reste de la série. Dans un ensemble pétrographique marno-crayeux, le fait essentiel est la teneur en CaCO_3 qui est un facteur de dureté et qui corrélativement indique l'importance de la fraction argileuse, bien que celle-ci ne constitue qu'une partie du résidu insoluble, dans une proportion qui est de l'ordre de la moitié pour les craies (L. CAYEUX, 1935 ; G. MILLOT, Th. CAMEZ et A. BONTE, 1957 ; J. BAUER, 1964 ; Cl. KLEIN, 1970 ; C. MATHIEU, 1971).

Dans l'ensemble du Crétacé supérieur régional, la teneur en CaCO_3 varie de 25 % à 95 % (J. POLVECHE, 1960). Ce n'est qu'avec le Turonien supérieur que le faciès crayeux typique (plus de 90 % de CaCO_3) se généralise, les assises inférieures comportent, selon une stratigraphie variable régionalement et localement, une gamme de faciès comprise entre l'argile calcaire et la craie typique (cf. J. JUNG, 1963). Surtout pour cette partie inférieure de la série

stratigraphique où le résidu insoluble est important, la région du Nord constitue une province particulière dans l'ensemble du Bassin de Paris comme la région sud-occidentale en est une autre (L. CAYEUX, 1897). Il est donc nécessaire de préciser les caractères des faciès et leurs variations selon les divers étages.

Le Cénomanién ne joue un rôle direct dans le relief que sur le littoral du Pas de Calais, dans le Pays de Licques, les petites boutonnières de l'Artois et à la bordure ardennaise. Son épaisseur est très variable, par suite des conditions paléogéographiques de la transgression : 65 m à Escalles, 40 m environ à Licques et à Dennebruecq, 20 à 10 m dans l'Artois et dans l'Avesnois. En dehors de cette dernière région où les faciès changent, influencés par l'existence du golfe de Mons, on constate que dans l'ensemble le Cénomanién inférieur est moins calcaire (CaCO_3 = environ 75 %) et moins poreux (22 à 27 %) que le Cénomanién supérieur (CaCO_3 = environ 90 % ; porosité = 34 à 39 %) qui présente ainsi des caractéristiques voisines de la craie sénéonienne (J. POLVECHE, 1960).

Dans le détail, selon la localisation régionale, le Cénomanién présente des faciès variés :

- Sur le littoral du Pas de Calais, la falaise du Blanc-Nez montre la succession suivante de bas en haut (A. BONTE, 1969 ; D.J. CARTER et J.P. DESTOMBES, 1972) :

- . lit de même sableuse glauconieuse avec galets et nodules phosphatés (Tourtia) et craie sableuse glauconieuse (3m)
- . craie inférieure très marneuse, sans glauconie et relativement imperméable, niveau où sera creusé le Tunnel sous la Manche (16 m) ; la base est formée d'un banc modulaire peu épais.
- . craie supérieure grise, relativement perméable, à teneur en CaCO_3 supérieure à 80 %, qui forme le Petit Blanc-Nez et la base du Grand Blanc-Nez (22 m) et qui est surmonté

par un banc de l'ordre du m où alternent craies et marnes (zone à A. plenus) (J. MAGNE et J. POLVECHE, 1961). Dans l'ensemble de l'assise, la teneur en CaCO₃ s'élève de 60 à plus de 80 % avec une augmentation brusque vers la partie moyenne. Cette stratigraphie est assez exceptionnelle car, vers l'intérieur, l'épaisseur de l'étage diminue par suite de la réduction de la partie inférieure.

- Dans le Pays de Licques et l'Artois, les faciès du Cénomien sont extrêmement variés. A Licques, il est plus marneux et ne comporte pas les bancs épais de craie compacte qui sont exploités pour la fabrication du ciment à la bordure de la cuesta boulonnaise (J. GOSSELET et L. DOLLE, 1907^{a,b}). Dans l'Artois, le Cénomien se présente sous un faciès crayeux ou marneux. A Dannebreucq (vallée de la Lys), le socle paléozoïque est surmonté par une mince craie grise à passées argileuses et glauconieuses, puis par 35 m de craie blanche cénomaniennne légèrement argileuse à passées dolomitiques et gréseuses (J. GOSSELET et L. DOLLE, 1910 ; J.P. DESTOMBES et P.L. THIBAUT, 1968).

- A la bordure ardennaise, dans la région de la Sambre, le Cénomien réapparaît en surface pour jouer un rôle morphologique direct, notamment au contact du massif ancien. Les données lithologiques du contact sont plus simples que le laisserait supposer la stratigraphie complexe du Cénomien, car par suite du caractère transgressif de la partie supérieure de l'étage, seule cette assise joue un rôle morphologique notable. Ainsi, dans la région de Bavaï, le faciès particulier du Cénomien inférieur dit "Sarrasin de Bettrechies", calcaire grossier, ferrugineux, organo-détritique, souvent assez fortement cimenté, n'est entaillé que dans la vallée de l'Hogneau. Vers Maubeuge, il est débordé par l'assise supérieure qui repose sur le socle par le "Tourtil de Mons" (sables glauconifères avec graviers et galets, d'épaisseur décimétrique) (G. WATERLOT, 1963 ; F. ROBASZYNSKI, 1971). Cette assise des "dièves inférieures"

comme dans le Bassin de Mons, est formée d'une série de couches marneuses glauconieuses, argileuses et sableuses, de faible épaisseur (environ 6 m). Elle ne se distingue guère par son faciès des marnes sus-jacentes turoniennes.

Dans l'Avesnois, le Cénomarien mieux conservé à l'affleurement, a une puissance plus grande (une vingtaine de m) et montre une superposition où le faciès calcaire augmente de bas en haut :

- . marnes argileuses et sableuses, très glauconieuses (épaisseur = environ 7 m), succédant au "Tourtia" détritico sable-marneux (2 à 3m)
- . marne calcaire grisâtre assez dure (épaisseur très variable = 0,15 à 8 m), puis craie marneuse blanchâtre ou jaunâtre compacte (épaisseur 4 à 7 m) (G. WATERLOOT, 1969).

Au total, le contraste lithologique Cénomarien-socle est du même type dans l'ensemble de la région du Nord ; il se nuance seulement par un faciès plus nettement calcaire dans la partie NW. Par contre, seul dans cette dernière région, l'étage cénomarien s'individualise lithologiquement par sa puissance et le contraste de faciès avec le Turonien inférieur.

Le Cénomarien est sans doute l'étage qui appelle le plus de précision et de nuance sur ses faciès lithologiques car les termes utilisés dans la stratigraphie sont parfois trompeurs. En effet la distinction des trois parties (dièves du Turonien inférieur, Turonien moyen marne-argileux, craie du Turonien supérieur) n'est valable que dans la région houillère du Bas Pays. Dans l'Artois et vers le littoral boulonnais, les différences pétrographiques s'estompent et l'ensemble de l'étage est constitué par une craie plus ou moins argileuse (J. POLVECHE, 1960). Il faut donc tenir compte des variations latérales de faciès qui sont surtout sensibles dans la partie inférieure et moyenne de l'étage, laquelle joue un rôle morphologique seulement dans le Haut-Boulonnais, l'Artois, le Mélançois et le Hainaut.

- Le Turonien inférieur est l'assise présentant le faciès type du diève que J. GOSSELET (1910^b) décrit comme "une marne argileuse, tondra, foisonnant, et se gonflant dans l'humidité, se délitant à l'air, et se transformant en une boue plastique" ; elle "se reconnaît encore parce qu'elle happe à la langue". L. CAYEUX (1897) fournit, pour un échantillon de ces marnes à I. labietus prélevé à Cysoing (SE de Lille), les données analytiques suivantes :

$\text{CaCo}_3 = 55,3 \%$

Résidu insoluble = 44,7 % (dont 5,58 % de minéraux grossiers et d'organismes silicifiés et 39,12 % d'argile) (1).

Ce résultat n'est d'ailleurs qu'une valeur moyenne car, au sondage de Vendin, la teneur en CaCo_3 oscille entre 46 et 66 % (J. POLVECHE, 1960). Ce faciès argileux, moyennement calcaire, ne caractérise d'ailleurs que la région houillère centrale et orientale.

Vers l'W, la teneur en calcaire s'élève et, dans le Boulonnais et l'Artois, le Turonien inférieur est à l'état de craie plus ou moins noduleuse comme on peut surtout l'observer dans les coupes de la falaise du Blanc-Nez et de la cuesta boulonnaise, avec une épaisseur assez constante de 20-25 m. Dans l'Artois, la porosité de cette craie marneuse (environ 80 % de CaCo_3) est de l'ordre de 20 à 30 % ce qui l'apparente au Cénomanien inférieur (J. POLVECHE, 1960).

Dans le Hainaut et l'Avesnois, l'assise réapparaît à l'affleurement sous le faciès très argileux de marne bleue ou verdâtre, compacte, plastique (J. GOSSELET, 1909 ; G. WATERLOT, 1963^{a,b}). Au

(1) L. CAYEUX ne précise pas nettement ce qu'il entend par "argile". D'après les indications fournies sur les méthodes d'analyse (action de HCl , décantation du résidu pour éliminer l'argile dont l'importance est déterminée d'une façon différentielle), on peut penser que cette fraction argileuse comporte une partie de la classe granulométrique limoneuse fine.

S de Valenciennes, ces "dièves vertes" ont une teneur en CaCO_3 comprise entre 20 et 40 % (J. LEPLAT et F. ROGAŻYŃSKI, 1971). Leur rôle morphologique est réduit dans la région de Bavai et à l'E de la forêt de Mormal où elles se distinguent lithologiquement mal des dièves du Cénomanien qu'elles transgressent. Elles affleurent beaucoup plus largement dans les vallées de l'Avesnois, contrastant plus nettement avec le Cénomanien crayeux, mais se différenciant souvent peu du Turonien moyen.

- Le Turonien moyen présente dans l'ensemble de la région des faciès plus homogènes, mais comme pour l'assise précédente avec laquelle il est souvent confondu par suite d'un contact lithologique progressif, les variations latérales et verticales sont nombreuses et il est difficile de donner des indications précises sur les propriétés physiques et chimiques de ses composantes (J. POLVECHE, 1960). La distinction de provinces lithologiques n'est plus aussi nette que pour les assises précédentes. Il s'agit de nuances dans une relative homogénéité pour une formation qui joue un rôle morphologique beaucoup plus important soit qu'elle figure dans le relief des versants comme terme inférieur d'un ensemble lithologique dont la craie est la partie supérieure, soit qu'elle constitue le substrat de certains plateaux du Haut Pays.

Le faciès-type est caractérisé par l'alternance de bancs crayeux lités, durs, compacts, lourds et de bancs de marne argileuse tendres. Vers la partie supérieure, existe assez régulièrement un niveau de marne argileuse verdâtre, recouvrant un banc de craie à vermiculations vertes qui sert de repère stratigraphique pour l'établissement des cartes du toit du Turonien moyen ; mais ce niveau n'est pas constant.

Dans la région de Lille, les niveaux marneux contiennent 54 % de Ca Co₃ et les lits calcaires peuvent en contenir 83 % (L. CAYEUX, 1897), mais ces contrastes s'atténuent dans le Turonien moyen de l'Artois (89 à 93 % de Ca Co₃) (J. POLVECHE, 1960) où les bancs crayeux dominent vers le haut (Ch. DELATTRE, 1969 a). Le faciès crayeux est encore plus net et plus homogène dans le Haut Boulonnais (carrière de Lottinghen) où l'assise forme le plateau culminant. On retrouve ainsi l'influence paléogéographique de la province occidentale dont la limite se manifeste au niveau de la région de l'Aa. Il s'agit du faciès de la craie lourde de l'Artois, compacte, à forte densité (densité moyenne apparente de craie sèche : 1,75 contre 1,55 pour la craie blanche) qui absorbe relativement peu d'eau (en moyenne 20 % contre 24 % pour la craie blanche) ; mais comme la densité est différente, sous un même volume la craie lourde contient au moins autant de Ca Co₃ que la craie blanche (G. DUBOIS, 1919 f). Par contre dans le Cambrésis, le Turonien moyen qui affeure dans les vallées montre une alternance régulière de bancs marneux et crayeux, mais d'épaisseur plus forte (4 m) que dans le Bas-Pays où les niveaux de craie compacte n'ont qu'une puissance de l'ordre du mètre (P. CELET, 1969). Dans le Hainaut, l'assise présente les alternances du Bas-Pays confirmées par les teneurs en carbonates : bancs crayeux (85 à 93 %), marnes crayeuses (50 à 80 %), niveaux argileux (40 à 50 %) (J. LEPLAT et F. ROBASZYNSKI, 1971); dans la Forêt de Mormal, si le faciès marneux domine, il subsiste cependant encore des bancs poudingaux calcaires (J. BOSSELET, 1877 a; H. BECOURT, 1888).

Le Turonien supérieur inaugure la série des craies franches qui apparente désormais la région au reste du Bassin Parisien. Si les faciès sont encore variés dans le détail (craie grise de la région de Lille et du Cambrésis, craie blanche de l'Artois et du Boulonnais), en particulier selon l'importance de la glauconie, ils ont des propriétés très proches et cette craie se distingue mal de celle du Sénonien.

Turonien supérieur et Sénonien doivent être considérés comme une même unité lithologique aux caractères assez constants dans l'ensemble de la région.

Le contact entre la craie marneuse et la craie grise turonienne est souvent progressif. Il se marque surtout par l'apparition des silex, souvent volumineux, en lignes, dans une craie fine blanc mat ou jaunâtre en bancs massifs avec intercalations de couches plus marneuses verdâtres. Les silex sont en général surtout abondants vers le bas (craie à cornus) ; dans le Hainaut, à proximité du Bassin de Mons, ceux-ci ont un aspect caverneux (assise des Rabots). La limite avec le Sénonien est caractérisée par des bancs durcis (meule, tun), légèrement sableux et glauconieux, localement phosphatés (A. BRIQUET, 1919b). L'assise n'est jamais très épaisse, une dizaine de m en moyenne, parfois moins. Les échantillons de craie à M. leskei (= M. breviporus) de la région lilloise, étudiés par L. CAYEUX (1897) montrent une teneur en Ca Co₃ comprise entre 85 et 92 % avec un taux de minéraux insolubles grossiers élevé (jusque 10 % dans la craie glauconieuse) et aussi un diamètre moyen des grains de quartz le plus élevé de toute la série crétacée (0,1 mm) bien qu'ils soient toujours en proportion plus faible que la glauconie. En outre, L. CAYEUX note que le ciment (tout ce qui n'est pas organismes et minéraux d'un certain volume déterminables par l'examen des sections minces aux faibles grossissements) est particulièrement faible (20 à 25 %) comparé à celui des assises inférieures (35 à 75 %) et supérieures (66 à 83 %).

Le Sénonien se présente avec un faciès très régulier de craie blanche fine, très riche en Ca Co₃ (en moyenne : 95 %) à forte porosité (supérieure à 40 %). La teneur en minéraux insolubles devient insignifiante, comme dans le Bassin de Paris. La dimension moyenne des rares grains de quartz retombe à 0,08 - 0,05 mm comme dans le Turonien inférieur et moyen. Les silex sont surtout abondants à la partie inférieure de l'assise (Coniacien). Ils peuvent cependant manquer

presque totalement comme dans la région de Valenciennes (J. GOSSELET, 1913e). Conséquence à la fois des conditions paléogéographiques de la sédimentation finicrétacée et de celles de l'Infraéocène, l'épaisseur de la série sénonienne est très variable : 70 m à Escalles et à Wizernes (vallée de l'Aa), 60 m environ dans la région houillère centrale, 50 m dans le Bas Artois et le Cambrésis, 20 m dans la région lilloise. Elle manque sur une grande partie du Haut-Pays (Haut-Boulonnais où le terme le plus récent conservé au niveau de la cuesta appartient au Turonien supérieur, Haut-Artois et région d'entre Sambre et Escaut) et dans le Mélantais oriental (à l'E de la Marque).

Au total, les faciès de la série crétacéenne se distinguent que par des nuances, si ce n'est dans la formation cénomaniennne. Comme les passages sont souvent progressifs, il est vain de tenter de dresser une échelle de résistance différentielle théorique qui préjugerait des comportements à l'érosion des craies qui sont au demeurant variés selon que l'on considère l'érosion karstique, l'érosion des eaux superficielles et les possibilités de désagrégation mécanique et d'évolution des versants (Ph. PINCHEMEL, 1954), et, doit-on ajouter, dans le cadre des oscillations climatiques qui ont eu lieu depuis le Tertiaire. Ce sont les formes et les dépôts associés qui peuvent fournir une réponse.

2) Lithostratigraphie du Paléocène et de l'Eocène

La lithostratigraphie du Paléocène et de l'Eocène présente des assises un peu plus tranchées, dans une gamme de faciès très différente (limon, sable, argile) où le calcaire n'intervient qu'exceptionnellement et sous forme d'importance très secondaire dans le ciment de certains niveaux gréseux, ce en quoi cet ensemble d'étage s'individualise par rapport au Bassin Parisien.

2 - 1. Le Landénien

Il y a lieu, lithologiquement, de distinguer d'une part l'assise inférieure (Tuffeau et Argile de Louvil), d'autre part, les deux assises supérieures, sableuses, marine et continentale. L'importance de la première est d'autant plus importante qu'elle se situe au contact de la surface infraéocène, développée dans les craies pour l'essentiel de la région étudiée.

2 - 1. 1. L'assise inférieure : Tuffeau et Argile de Louvil.

Cette assise est la plus complexe car elle comporte deux unités stratigraphiques qui tantôt se superposent, tantôt s'interpénètrent ou même s'excluent mutuellement et qui recouvrent par une dénomination commode, où réapparaît une certaine confusion entre lithostratigraphie et chronostratigraphie, une gamme variée de faciès. Trois faciès principaux peuvent être distingués : sablon argileux, argile sableuse et tuffeau, avec toutes les formes de transition aussi bien localement que régionalement.

L'Argile de Louvil est définie par J. GOSSELET (1873-74, b, 1883a) comme une argile plastique, noire ou grise, parfois sableuse, alternant avec des bancs de sable. Il ajoute d'ailleurs qu'elle affleure rarement et n'est guère connue que par des sondages. C'est un fait que les multiples

recherches de terrain ne donnent guère l'occasion de rencontrer un faciès argileux typique, comme celui de l'Yprésien, dans le Landénien. Dans les sondages, le terme est d'ailleurs souvent utilisé dans un sens stratigraphique et non lithologique. Ceci est sans doute dû à ce que le passage d'un faciès à l'autre se fait sans solution de continuité et qu'il est alors difficile en forage de faire des distinctions entre argile sableuse et sable argileux (P. SANGNIER, 1968). Cela réduit d'autant les possibilités d'utilisation des nombreux sondages du Bas-Pays.

G. MANIA (1971) place, dans les diagrapies du Landénien la limite entre e2a et e2b au niveau où la teneur estimée en argile tombe à moins de 50 %, celle-ci pouvant d'ailleurs être très variable (25 à 90 %) dans l'assise inférieure.

Cependant, s'il est hétérogène, ce faciès argilo-sableux est suffisamment compact pour bloquer la pénétration des eaux, créer une nappe phréatique et être responsable de phénomènes artésiens (région de Lillers) ; son rôle a été également invoqué pour expliquer l'absence de poches de dissolution à la surface de la craie.

Le Tuffeau joue un rôle morphologique beaucoup plus important car il a une extension plus grande (cf. les noms de Tuffeau de Valenciennes, de Carvin, de St Omer qui désignent la même unité lithologique) et recouvre la craie lorsque celle-ci est subaffleurante. Il détermine donc le type de contact lithologique le plus courant entre le Landénien et la surface infra-éocène. Le terme de Tuffeau prêtant à confusion, il est nécessaire de préciser les caractères pétrographiques (cf. A. CAYEUX, 1897, 1929). Il s'agit d'un grès glauconifère à ciment d'opale. Roche légère, poreuse, elle est tendre et se débite facilement

en plaquettes par suite de la faiblesse de la cimentation. Souvent l'assise est à l'état sableux, car il y a passage latéral ou vertical aux sables, et dans ce cas les grains de quartz, de mica et de glauconie sont semblables à ceux du faciès grésifié. Une analyse granulométrique du tuffeau du Méantois (Annappes), prélevé dans les fondations de l'Université des Sciences, m'a donné la composition granulométrique suivante : (Ech. 210)

$$\begin{array}{rcl} > 50 \mu & = & 31,7 \% \\ 50 - 20 \mu & = & 19,7 \% \\ 20 - 2 \mu & = & 15,5 \% \\ < 2 \mu & = & 33,1 \% \end{array}$$

Ce type de sédiment, se localisant au centre du triangle des textures (fig. 32) avec une répartition sensiblement égale des trois fractions, se situe à la limite de l'argile et du limon sablo-argileux. Cette dernière dénomination est meilleure si l'on considère que la fraction sableuse comprend essentiellement des grains de dimension inférieure à 0,1 mm (91,8 %) et seulement 1,2 % de plus de 0,2 mm (fig. 31). En dehors du quartz qui forme l'essentiel de la fraction sableuse, on rencontre des feldspaths, des esquilles de silice, du mica blanc et de la glauconie, cette dernière étant très abondante. L'importance de la fraction sableuse peut être plus forte, comme dans l'échantillon prélevé à la carrière de la Loisme dans une poche de la craie. L'analogie de ces sédiments avec les limons sablo-argileux holocènes de la plaine maritime est nette, la carbonatation mise à part. On peut d'ailleurs étendre la comparaison, comme le suggérait J. GOSSELET, à l'ensemble de la sédimentation du l'assise. En effet, le complexe Tuffeau-Argile de Louvil, avec une épaisseur de 15 - 20 m qui est du même

ordre que celle du Flandrien de la Plaine maritime, comporte aussi des variations latérales de faciès rapides. Il en résulte une stratigraphie verticale de faciès et d'épaisseur très changeante d'un point à un autre de la région comme l'avait souligné A. BRIQUET (1906a). Les levés récents de la feuille de St Omer (J. DESOIGNIES et P.M. THIBAUT, 1968) ont montré l'existence des trois faciès : sablon argileux, argile sableuse et tuffeau. Si ce dernier occupe souvent le tiers inférieur de l'assise et exceptionnellement la totalité, il peut apparaître sous forme de petits bancs intercalés dans les autres niveaux, soit sur toute la hauteur de la série (Helfaut) soit dans la moitié inférieure. Les mêmes variations latérales s'observent dans la litho-stratigraphie de la région de Lille et de la Gohelle.

Compte tenu de ces variations latérales locales, il apparaît cependant quelques règles dans la répartition régionale des faciès (cf. J. GOSSELET, 1873-74b ; 1883a ; A. BRIQUET, 1904, 1906a). L'alternance de sablon, tuffeau et argile, le plus souvent avec un niveau argileux compris entre deux masses sablonneuses ou tuffacées caractérise la zone de contact entre le Haut-Pays et Bas-Pays (région de Guines, de St Omer, Gohelle, Douaisis, Valenciennois, Cambrésis). C'est dans cette dernière région, la stratigraphie classique avec la superposition Tuffeau d'Honnechy - Argile de Clary - Tuffeau de Prémont, sur moins de 10 m. En avançant dans le Bas-Pays, le complexe s'épaissit (15 à 20 m) et un faciès plus argileux tend à envahir l'assise dans le Pays de Weppes, le Forrain et le Pévèle (localité-type de l'Argile de Louvil). Cependant, comme le notait J. GOSSELET (1883), l'Argile de Louvil n'existe vraiment qu'en position synclinal, et le tuffeau est caractéristique du Landénien conservé en plaques sur le dôme du Mélantais (Lézennes, Annappes). Dans le Haut-Pays (Artois, Hainaut), le tuffeau, associé à des sables

plus francs existe seul. Dans ces régions de bordure, les conditions paléogéographiques expliquent la réduction et la simplification de l'assise (transgression plus tardive, ravinement au Landénien supérieur).

2 - 1. 2. L'assise supérieure : Sables d'Ostricourt.

Le Landénien supérieur, marin ou continental, forme une unité lithologique comparativement beaucoup plus constante avec la prédominance du faciès sableux franc.

Le sable marin verdâtre présente des caractéristiques très constantes dans toute la région. Les deux échantillons, prélevés à LOUCHES (feuille 1/25 000 Guines n°7, x = 578,2 ; y = 346,8 ; z = 55) peuvent servir d'exemples. Un sable verdâtre (Ech. 255) possède la composition granulométrique suivante, typique d'un sable légèrement argileux : (fig. 32)

> 50 μ	= 71,4 %
50 - 20 μ	= 0,4 %
20 - 2 μ	= 10,3 %
< 2 μ	= 17,9 %
Md	= 140 μ

Contrairement au tuffeau qui est surtout caractérisé par le triage de la fraction 20-100 μ qui ne représente d'ailleurs qu'à peine la moitié du sédiment, le sable marin landénien ne comporte guère de grains dans cette fraction (6 %) et apparaît bien comme essentiellement formé d'un sable moyen bien classé (fig. 31).

Dans la fraction sableuse, la médiane intervient à 0,16 mm, 68,2 % des grains sont compris entre 0,1 et 0,2 mm et 93,4 % entre 0,08 et 0,315 mm, les parties très fines et grossières étant fort réduites. Cela donne une courbe cumulative typique d'un sédiment marin ($Q_d/P = 0,3$; $So = 1,22$) (fig. 23). Faiblement micacé, ce sable est surtout riche en glauconie (max. : 35 % des grains à 0,3 mm).

Dans la même carrière, un échantillon (n° 256) prélevé dans un banc sous-jacent de couleur jaunâtre claire révèle une fraction sableuse plus importante (86,3 %) qui le classe dans les sables purs, les autres caractéristiques restant identiques.

Les nombreuses analyses effectuées sur ces sables Landéniens marins ont montré qu'il s'agissait toujours de sables purs ou faiblement argileux, bien classés ($Q_d \varphi = 0,2$ à $0,4$), avec une médiane comprise entre $0,15$ et $0,4$ mm : Louches, Longuenesse et Arques près de Saint Omer, Bois des Dames (cf. H. BERTOUILLE, 1963) région de Lille (cf. G. WATERLOT, 1957), Sars-Poteries et Vaux-Andigny à la bordure ardennaise (cf. Ch. POMEROL, 1961a), Raimbeaucourt (cf. J. MANIA, 1971) (fig. 23).

Les sables considérés comme Landénien continental ne diffèrent pas fondamentalement des précédents, si ce n'est par une granulométrie en moyenne plus grossière, les alternances stratigraphiques plus rapides en liaison par exemple avec une sédimentation entrecroisée et de minces niveaux argileux, surtout dans la région orientale. Au contact du Bas-Pays, les caractères lithologiques sont identiques (faciès flamand des sables d'Ostricourt de J. GOSSELET) en liaison avec le maintien d'un régime sublittoral.

L'importance des sables du Quesnoy tient beaucoup plus à leur répartition, car en même temps que l'assise se développe dans le Haut-Pays (Artois, Cambrésie, Hainaut) le Landénien marin diminue d'épaisseur et même disparaît. Ainsi dans toute la région périphérique, le Landénien se trouvait réduit dès l'origine à une masse essentiellement sableuse de faible puissance.

Parallèlement, les grès prennent plus d'importance. Il existe

dans le Landénien supérieur trois types de grès : grès de Grandglise, grès de Blairville, grès blancs. Les grès de Grandglise se rencontrent à la partie supérieure des sables marins, mais uniquement dans la région de Raismes et de Saint Amand, au N de Valenciennes, où ils sont en continuité avec les faciès bien développés en Belgique (Grandglise, Blaton). Il s'agit soit de grès verdâtres ou blanchâtres, à ciment opalifère, parfois quartzitique, soit de grès bigarrés à ciment limonitique et opalifère, de la famille des grès-quartzites dans les deux cas (A. LEDOUX, 1911). Mais si ces roches peuvent être très résistantes et former des bancs de plusieurs mètres (10 m maximum), elles sont hétérogènes, présentent une cohérence très variable et passent graduellement au sable meuble (M. GULINCK et A. HACQUAERT, 1954).

Il faut insister surtout sur les grès blancs-grisâtres mame-lonnés, en bancs discontinus, qui se rencontrent à la partie supérieure de l'assise continentale ("grès bisette" du faciès cambésien des sables d'Ostricourt de J. GOSSELET), car les grès ferrugineux (type grès de Blairville) sont rares et fragiles. Ce dernier faciès, en disposition lenticulaire ou modulos, n'existe que localement : Blairville près d'Arras, Bourlon près de Cambrai, Izel-les-Hameaux près d'Avesnes-le-Comte, Selvigny (J. GOSSELET, 1911c ; Ph. PINCHEMEL, 1954 ; L. FEUGUEUR, 1963).

Les grès blancs sont au contraire des roches très résistantes, qu'il s'agisse de grès-quartzite ou de quartzite-grès selon les caractères du ciment : ciment d'opale très dominante et du quartz, ciment d'opale et de quartz, le passage de l'un à l'autre s'effectuant parfois du centre à la périphérie (L. CAYEUX, 1896 ; A. LEDOUX, 1911). Dans d'autres cas, il s'agit de quartzite typique. Cette roche, toujours de type quartzitique, est débitée dans le Quaternaire en blocs irréguliers ou en

éclats lamellaires (par exemple : sablière de Macquignies, près du Bavai) (fig. 162) de cassure écailleuse, parfois lustrée, rarement grenue. Mais ces bancs de grès, en place, sont toujours discontinus (ex : carrière du Bois des Dames, fig. 24) et leur mode de gisement le plus fréquent se présente sous une forme démantelée ou déchaussée, à la base des limons quaternaires où ils constituent un pavage, souvent dense, qui est le résultat du remaniement, dispositif secondaire dont il faudra tenir compte dans l'évolution des buttes landésiennes du Haut-Pays et du sa bordure (cf. sablières de Mourmont, près de Solesmes, fig. 99 ; anciennes sablières de Beauvry, près de Béthune).

2 - 2. L'argile yprésienne

L'Yprésien débute par un faciès typiquement argileux déposé sur une forte épaisseur dans le Bas-Pays. Sa disparition dans le Haut-Pays est due en partie à l'érosion, en partie à l'absence de sédimentation, la transgression ne devenant plus générale qu'au Cuisien. Dans cette dernière partie de l'étage, le faciès devient progressivement plus sableux. Le contraste lithologique est donc particulièrement marqué entre le Landénien et l'Yprésien, l'argile d'Orchies apparaissant rapidement après une couche de transition peu épaisse (1 à 2 m), sable-argileux litée (cf. coupe du Bois des Dames).
(fig. 24)

Comme l'argile des Flandres est largement conservée dans tout le Bas-Pays, contrairement au Cuisien, cette formation joue un rôle morphologique essentiel, soit que les versants se développent au contact Yprésien-Landénien (Weppes, bordure de l'Artois, bordure du Pévèle, région de Lille), soit qu'ils s'inscrivent dans la masse inférieure de l'Assise (Pévèle, Moutland).

Il est donc nécessaire d'insister surtout sur les caractères lithologiques de l'argile d'Orchies qui sont très constants dans l'ensemble de la région où elle est subaffleurante. Il s'agit d'une argile

gris-bleuâtre compacte ("gleise" des industriels qui l'opposent ainsi au limon pléistocènes sus-jacents appelés "argile" ; "clyto" des paysans flamands) qui, à quelques mètres de la surface d'efflorescement, apparaît fendillée en blocs de plus en plus petits vers le haut. En même temps cette zone altérée, plus brunâtre, se charge de gypse ou cristaux de taille variable (max. : 15 - 20 cm) que les ouvriers distinguent par les termes de "morceaux de verre", "mi-guille de verre", "gros sel", "fin sel" et qui proviennent de la décomposition de la pyrite. En profondeur, l'argile peut comporter des concrétions parfois volumineuses, formées de carbonates de fer et de calcium, de phosphate de chaux et de pyrite (G. DUBOIS, 1928a). Ces concrétions semblent présenter des compositions variées : à l'ancienne Briqueterie d'Aubers (Pays de Weppes, fle Hazebrouck 1/25 000, n° 8 x = 634,55 ; y = 322,1 ; z = 25) où elles forment des bancs de l'ordre du mètre, il s'agit d'une "pseudoolite (siltite) ferrifère et calcaireuse à ciment argileux" (détermination : C. CAVELIER). Ces zones indurées, jouent un rôle important car on les retrouve sous forme de petits cailloux à la base des limons de toute la région tertiaire lilloise.

Des échantillons-types de l'argile en place, prélevés dans l'ancienne Briqueterie du Mont de Prêmesques (Ech. n° 167, Pays de Weppes, fle Lille 1/25 000 n° 5-6, x = 643 ; y = 328,25 ; z = 32) et dans l'ancienne Briqueterie d'Aubers (Ech. n° 203) montrent la répartition granulométrique suivante :

<u>Ech. 167</u>	<u>Ech. 203</u>
2000 - 50 μ = 0,8 %	0,35 %
50 - 20 μ = 10,9 %	0,85 %
20 - 2 μ = 26,4 %	27 %
< 2 μ = 61,9 %	70,8 %
Md = 0,65 μ	0,38 μ

Il s'agit dans les deux cas d'une argile typique (fig. 32) avec une courbe cumulative rectiligne sans classement particulier

des grains, caractérisée par la prédominance de la fraction argileuse et, très secondairement par celle des limons (fig. 31). Signalons au passage que par divers indices (% des fractions cumulées divisées par le % de la fraction $\leq 0,5 \mu$, R.D. CROMMELIN, 1951 ; indice de HISSINK et ZUUR = $100 \times \frac{\text{poids des grains} < 2 \mu}{\text{poids des grains} < 16 \mu}$ cf. F. VERGER, 1968), ces formations se rapprochent de celles des sédiments argileux des Wadden.

En liaison avec les conditions paléogéographiques du bassin yprésien, le faciès argileux typique n'existe qu'à la base de l'étage sur des épaisseurs inégales : 80 m dans le Houtland, 40 m dans le Ferrain, 30 m dans le Pévèle. Par suite des conditions mêmes de dépôt, son importance diminue fortement à la périphérie de la Flandre, condition fondamentale pour l'évolution morphologique ultérieure.

2 - 3. Les faciès de l'Yprésien supérieur et de l'Eocène supérieur

Avec l'Yprésien supérieur (Cuisien), les faciès de type sablo-argileux varient latéralement (argile de Roubaix ou sables de Mons-en-Pévèle) : l'assise perd l'homogénéité horizontale et verticale de l'Yprésien inférieur. Il est beaucoup plus difficile de définir des formations-types. En Flandre intérieure, après des alternances de lits d'argile sableuse et de sable argileux, épais de quelques mètres, il y a progressivement passage aux sables plus purs du Panisélien et du Lutétien. La forte teneur en glauconie est un caractère commun. Les "sables de Mons-en-Pévèle" ne constituent pas non plus une assise homogène, même si dans l'ensemble ils sont moins argileux (cf. J. HERENT, 1895).

Les données de l'analyse granulométrique globale de quelques échantillons prélevés au Mont-Pévèle et en Flandre intérieure (cf. p. 159) montrent, à titre d'exemples, la variété des formations.

N° échantillon	750	104	131	161	155	150	148
2000 - 50 μ	44,85	38,15	56,8	61,8	73,4	85,4	79,3
50 - 20 μ	35,15	7,25	5,4	4,2	2,5	0,9	2,2
20 - 2 μ	5	11,70	6,9	4,8	5,1	1,5	3,5
< 2 μ	15	42,90	30,9	30,2	19	12,2	15
Md (en μ)	48	10,5	65	75	140	140	135

Granulométrie des formations cuisiniennes et lutésiennes

- L'échantillon 750, prélevé en sondage par C. MAILLE (1972) au Mont-Pévèle (file Carvin 1/25 000 n°7 ; x = 654,13 ; y = 309,87 ; z = 100), à 2, 60 m de profondeur, est représentatif des "sables de Mons-en-Pévèle". Il se situe à la limite des faciès sablo-limoneux et sableux (fig. 32) et peut se définir comme un limon moyen sableux ou un sable limoneux, l'essentiel des grains intervenant entre 20 et 100 μ .

- Les échantillons 104 (Croix de Poperinge, versant SE du Mont-Noir), 131 (Sébastos, E du Ravensberg) et 161 (Steen Acker, NW de Bouschêpe), dont les caractères de la fraction sableuse ont été précédemment mentionnés (cf. p. 121) appartiennent à l'assise de l'"argile de Roubaix", équivalent latéral des "sables de Mons-en-Pévèle", qui est subaffleurende dans le Houtland au dessus de l'altitude 60 environ. Le premier peut se définir comme une argile sableuse ; les deux autres, très proches, sont des sables argileux (fig. 32). Dans ce dernier cas, la fraction sableuse s'individualise beaucoup plus nettement par son triage et la faible proportion de limon (fig. 31).

Au niveau du Panisélien et du Lutétien, la fraction argileuse se réduit et il s'agit de sables purs ou légèrement argileux, comme le montrent les échantillons du Mont des Cats (155, 250, 148). Ces sables ont un faciès granulométrique très semblable à celui des sables landénien.

La série argilo-sableuse et sableuse éocène comporte à divers niveaux des bancs gréseux variés, toujours discontinus et peu épais.

- Le grès de Pève ("pierre à liards") du Mont Pévèle, formé aux dépens des sables limoneux du Cuisien inférieur, est un grès calcaire par suite de l'importance des débris de Nummulites (N. planulata) agglomérés par un ciment siliceux. Ce grès qui peut être très résistant n'est connu qu'au Mont Pévèle où il forme une douzaine de bancs

peu épais, de quelques décimètres, dans une masse meuble constituée d'une alternance de sable, de sable argileux et d'argile sableuse (J. HERENT, 1895).

- Dans le Houtland où la série éocène est la mieux conservée, les niveaux gréseux sont les plus nombreux, toujours discontinus, surtout dans l'assise panisélienne et dans le Bruxellien. Mais les faciès varient selon les divers monts.

- Grès durs gris verdâtres calcédonieux, à cassure luisante ("grès lustrés"), signalés à Cassel, qui se débitent en fragments anguleux, la cassure tranchant les grains de quartz en épargnant quelques éléments glauconieux (L. CAYEUX, 1898 ; 1929 ; M. LERICHE, 1921).

- Grès à ciment d'opale, de couleur grise, riches en Diatomées, connus à Cassel et au Mont des Cats, de cassure grenue et de cohérence variable, sorte de tuffeau (L. CAYEUX, 1898).

- Grès calcaires gris, formant plusieurs niveaux dans le Lutétien du Mont Cassel, avec un ciment de calcite assez cohérent pour que certains minéraux soient cassés (L. CAYEUX, 1898 ; M. LERICHE, 1921).

Les grès que l'on rencontre sous forme de blocs dans les cailloutis pléistocènes sont issus de ces formations, mais sont subis une évolution postérieure. Ils sont le plus souvent essentiellement siliceux, et secondairement ferrugineux. Les plus fréquents sont les grès à N. les vigata, gris ou gris brunâtre si le ciment est coloré par la limonite, qui ont été classés par L. CAYEUX (1898) dans la catégorie des quartzite-grès à ciment de quartz. C'est le cas des fragments prélevés à Lambersart et à Sainghin-en-Weppes qui procèdent d'un grès à ciment calcaire et dont le ciment actuel est formé de quartz microcristallin avec auréoles d'accroissement autour des grains de quartz (détermination C. CAVELIER). Ces grès lutétiens

voisinant avec des débris de lumachelles silicifiées à Turitella solanderi d'âge yprésien. Si ces formations indurées sont fréquentes dans le Quaternaire, elles ont été reconnues en place, dans le Ferrain, dans le Pévèle et au Mont de la Trinité (Belgique), à la limite supérieure des sables nummulitiques (J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1979). Les "silex à N. laevigata", souvent signalés également dans les formations quaternaires (cf. J. ORTLIEB, 1979) sont en fait des roches siliceuses particulières, provenant également d'anciennes roches calcaires quartzifères, avec un ciment du quartz et d'opale très dominant (L. CAYEUX, 1898).

Les grès nombreux et variés qui se rencontrent dans la série yprésienne et lutétienne appartiennent donc à une même famille avec tous les stades d'évolution représentés, des roches à ciment calcaireux vers des roches à ciment siliceux. Le faciès plus ou moins ferrugineux est lié à l'altération de la glauconie qui est toujours présente (A. LEDOUX, 1911). Ces roches diffèrent des grès londoniens par une résistance très variée, en moyenne plus faible. Leur transformation en grès siliceux a pu d'autre part s'opérer à des périodes très diverses, à l'Eocène même, mais aussi dans un Tertiaire plus tardif, comme l'a montré M. LERICHE (1909 b) à propos des grès à Nummulites du Cambrésis. Leur signification morphologique est donc toute différente de celle des grès quartzitiques du Landénien, sans qu'il soit pour autant possible de leur assigner une place chronologique précise dans la longue évolution continentale qui a affecté l'essentiel de la Région du Nord à partir de la fin de l'Eocène.

CONCLUSION

Dans la série crétacée-éocène, le contraste lithologique essentiel se situe au niveau de la surface infra-landénienne. Qu'il y ait discordance angulaire ou pseudo-concordance, les conditions du contraste ne varient guère. Les nuances tenant beaucoup plus à la nature du Landénien qu'à la série crayeuse tuxono-sénonienne relativement homogène.

L'autre surface de discontinuité majeure que l'on rencontre dans l'échelle litho-stratigraphique se localise au contact Landénien-Yprésien. L'argile d'Orchies s'individualise nettement par son faciès argileux franc et homogène développé sur une forte épaisseur. Le comportement morphologique de cette assise compacte est essentiel, à la fois en tant que roche argileuse et en tant qu'élément d'un ensemble lithologique contrasté (argile sur sable). Ces données sont cependant propres au Bas-Pays et à sa bordure, cette sédimentation argileuse de l'Yprésien inférieur n'ayant pas affecté le Haut-Pays.

Dans le reste de la série éocène, il n'existe plus de contraste lithologique généralisé aussi important, si ce n'est, sous une forme déjà moins nette, au sommet de l'argile d'Orchies. Qu'il s'agisse des stratus meubles ou des bancs gréseux, les données ont une importance locale variable. Mais il apparaît bien que la paléogéographie éocène est à l'origine de la division régionale actuelle.

CHAPITRE 5

LE PROBLEME DU "DIESTIEN"

L'exposé des problèmes posés par le "Diestien" doit se situer en terme de la présentation du substrat antéquaternaire, bien qu'il s'agisse d'une formation superficielle, car ce complexe permet de poser les problèmes de la paléogéographie néogène et, partant, d'essayer de préciser l'héritage géomorphologique de la fin du Tertiaire.

Du point de vue géographique, le problème posé par le "Diestien" est double. D'une part, la formation culminante des Monts de Flandre, bien caractérisée par son épaisseur (de l'ordre de 20 m) et son faciès (sables, grès et poudingues ferrugineux sans fossiles) est-elle un témoin conservé d'une transgression marine néogène, corréléable avec les formations bien datées de la région d'Anvers et de Diest ? D'autre part, les formations superficielles du Hout-Boulonnais, présentant des analogies

de faciès, sont-elles des témoins résiduels de cet étage tertiaire ? Il s'agit de deux secteurs géographiques dont il faudra analyser successivement les formations.

D'une façon générale, le problème stratigraphique du "Diestien" comporte deux aspects : l'origine sédimentaire de la formation d'une part, son altération d'autre part. Ces deux aspects, sans doute liés, ont cependant souvent été confondus, ce que montre l'historique du débat auquel a donné lieu ce dépôt.

1 - LE "DIESTIEN" : HISTORIQUE ET ETAT DE LA QUESTION

Depuis J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX (1970), la formation ferrugineuse qui couronne les Monts de Flandre en France et en Belgique, a été traditionnellement rapportée au système diestien (pliocène) de A. DUMONT (1839), terme introduit pour désigner les sables et grès ferrugineux de la région de Diest. Mais alors que dans le N de la Belgique les sables néogènes sont fossilifères, les formations plus méridionales, ainsi assimilées, l'ont été par analogie de faciès. Le "Diestien" des Monts de Flandre était considéré désormais comme un témoin de la grande transgression néogène qui aurait affecté toute la région jusqu'à l'Artois.

La détermination précise de son âge a subi des fluctuations, en liaison avec la révision des gisements du bassin d'Anvers. Ainsi le 2ème Symposium sur la stratigraphie du Néogène de la Mer du Nord (Gond, 1961) a décidé l'abandon du terme de "Diestien" et son remplacement par celui de "Deurnien", les sables de Diest dont la faune est mal conservée et malaisément identifiable étant corrélés avec les sables de Deurne (Anvers) datés du Miocène supérieur (M. GLIBERT et DE HEINZELIN, 1955 ; R. TAVERNIER et J. DE HEINZELIN, 1962). Il a cependant été également proposé de conserver l'usage du terme de Diestien en raison de sa commodité pour

"dénommer la formation nettement transgressive des sables de Diest et ses extensions supposées". Le mot garde donc le sens faciologique qu'il a eu dès l'origine pour désigner les dépôts azoïques flamands dont l'interprétation a été et reste discutable.

Après un historique précis des travaux antérieurs, M. LERICHE (1921a) confirmait l'origine marine du "Diestien" des Monts, tout en précisant qu'en dehors des sables glauconifères du Mont Rouge et du Mont du Bouschêpe, la masse principale des sables ferrugineux, chargés de galats, provient du remaniement des formations sous-jacentes, en particulier des sables marins, alors rapportés au Pliocène inférieur, d'où sont issus les galats incontestablement marins ; ce remaniement datant vraisemblablement de la fin du Pliocène.

Auparavant, certains géologues avaient cependant mis en doute la nature et l'âge de la formation. J. ORTLIEB (1876) y vit les alluvions d'un flouve venant d'Angleterre et aboutissant dans la mer pliocène d'Anvers. D'autres auteurs (A. RUTOT, 1879 ; DELVAUX, 1882) contestèrent la réalité du Néogène et proposèrent de distinguer dans la formation deux parties : une partie inférieure rattachée à l'Eocène (Wemmeliën), dont elle ne serait que l'altération ; une partie supérieure datant du Quaternaire ancien.

Ces discussions furent momentanées et la conception initiale d'un Diestien essentiellement d'origine marine fut communément admise. La reconnaissance de formations identiques en Angleterre sur la crête des Downs (Lenham Beds) permettait une corrélation et confirmait la généralisation de la transgression néogène dans tout le bassin nordique. Dans la Région du Nord, l'interprétation de témoins ferrugineux, sableux ou gréseux, étendait l'aire du dépôt en dehors de la région des Monts de Flandre. Vers l'W, très tôt, l'identité de faciès de la formation couvrant les Noires-Mottes, superposée au Landénien, l'avait fait attribuer au "Diestien" (E. CHELLONNEIX, 1875c). Vers le S, des restes étaient également signalés dans le Ferrain (Mont d'Halluin) et à sa

bordure méridionale (Hem, Hempenpont) et même à Mons-en-Pévèle (J. GOSSELET, 1883 a). Avec Watten et la forêt de Clairmarais (J. GOSSELET, 192c) c'était l'ensemble des collines de la Flandre, à des altitudes très diverses, qui prouvait l'extension de la mer "diestienne" que J. CORNET (1904) et R. BLANCHARD (1906) prolongaient jusqu'à la crête de l'Artois. Sur le Haut Pays, la formation était ainsi reconnue dans le Pays de Licques (J. GOSSELET, L. DOLLE et P. PRUVOST, 1910) et sur les plateaux du Haut Boulonnais (A.P. DUTERTRE et P. DEFFONTAINES, 1926 ; J. GOSSELET et L. DOLLE, 1907 b). A. BRIQUET (1910b) définissait cependant ces formations comme des "sédiments pauvres", en les distinguant du Diestien marin et leur assignant une origine continentale et un âge pliocène supérieur. Bien que les dépôts analogues de la crête Sud du Boulonnais fussent considérés comme landéniens (A.P. DUTERTRE, 1922), l'hypothèse d'une transgression marine néogène ayant pratiquement affecté le dome boulonnais était admise. Cette conception se trouve développée par Ph. PINCHEMEL (1954) qui admet que "la mer s'est étendue bien au delà des Noires-Mottes, en direction du Sud et à une altitude supérieure à 145 m, atteignant vraisemblablement 160-165 mètres".

En s'appuyant sur les travaux précédents, J. DE HEINZELIN (1963) propose une reconstitution du littoral à la fin du Miocène supérieur (extension de la mer diestienne-lenhamienne) qui longe la cuesta N du Boulonnais et le S du Pays de Licques, traverse la Plaine actuelle de la Lys et recoupe l'axe du Mélantois au niveau de l'Escaut, pour ensuite rejoindre le Hageland et la région de Diest (fig 33). C'est la même conception qui préside à la carte générale de J.H. VAN VOORTHUYSEN (1962) montrant l'extension de la transgression miocène supérieur dans le bassin de la Mer du Nord (fig. 34).

Du côté français, en l'absence de preuves faunistiques, cette conception a été l'objet de critiques récentes. A. BONTE (1968b) considère que le "Diestien" des collines des Flandres est un dogme et que beaucoup de témoins attribués à cet étage résultent en fait de la diagenèse de

formations antérieures, notamment les grès ferrugineux qui existent à différents niveaux de la série stratigraphique. Sans exclure totalement l'existence d'un dépôt diestien dans la région, il estime que cet étage est beaucoup plus réduit qu'on l'a toujours figuré. Sur les cartes géologiques récentes du Boulonnais et de la région de Lille, les témoins autrefois rapportés au "Diestien" ont disparu, étant considérés comme des altérations de dépôts tertiaires. Sur les feuilles de Cassel et de Steenvoorde, la formation des Monts est considéré comme un remaniement pliocène supérieur d'anciennes assises marines qui pourraient dater du Miocène supérieur. Dans l'interprétation générale du sondage de Cassel (Ch. POMEROL, 1972), les sables jaune-ocre, ferrugineux et grésifiés, traversés sur les dix premiers mètres sont désignés sous le terme de "pseudo-Diestien".

Le débat reste donc ouvert. Afin de tenter d'y apporter des données supplémentaires, il est nécessaire de procéder à un inventaire des gisements en cause, en distinguant les formations des Monts de Flandre des témoins isolés du Haut et du Bas Pays.

2 - LES FORMATIONS DES MONTS DE FLANDRE ET DES NOIRES-MOTTES

2-1) Données générales sur le "Diestien" des Monts de Flandre et des Collines de Renaix

Le "Diestien" des Monts de Flandre est un complexe ferrugineux de sables; de grès, de cailloutis et de poudingue dont la stratigraphie détaillée n'a jamais pu être clairement établie. Beaucoup de données reposent sur les anciennes observations car l'abandon des carrières et les constructions réduisent les possibilités actuelles. Le récent sondage de Cassel n'a pas permis de fournir une coupe qui aurait été déterminante, car il se situe sur le flanc du Mont à 19 m en contrebas du sommet et les 10 m 30 de sables siliceux jaune-ocre, d'abord peu compact avec gros rognons de grès

(4m), puis très compact avec petits fragments de grès ferrugineux (5,30 m) (A. BLONDEAU, G.S. ODIN et Ch. POMEROL, 1972) parcourent en grande partie remaniés sur le versant. Au sommet du Mont, le "Diestien" aurait une épaisseur estimée entre 15 m (J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1870) et 25 m (J. GOSSELET, 1883 d). Il se réduit à 7m au Mont des Recollets (alt. 156), ce qui placerait sa base à la même altitude qu'à Cassel selon J. GOSSELET.

C'est dans le groupe des collines de Bailleul que les observations ont été nombreuses et sont encore possibles. A l'E du Mont des Recollets, le "Diestien" réapparaît au Mont des Cats (alt. 164) où le sondage de 1885 (E. DELVAUX, 1886) lui attribue 18 m, sans donner le détail des couches traversées. J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX (1870) avaient fourni une estimation voisine (19 m) si l'on ajoute un sable miocène hypothétique au Diestien proprement dit. Ces auteurs ont décrit une puissante formation ferrugineuse de sables, de grès et de poudingues à gros éléments, surmontée par une masse importante remaniée où les mêmes éléments se présentent en désordre, surtout au SW de la colline. Trois lits principaux de galets altérés ont été signalés au milieu d'une série de lits alternativement sableux et gréseux avec galets disséminés (J. ORTLIEB, 1882 ; DECROCK, 1891 ; J. GOSSELET, 1883 a,d). Un lit de galets marque le contact avec l'Eocène de même qu'au Mont de Boeschèpe (alt. 139) (A. BRIQUET, 1919 c) où le Diestien, très développé, est considéré par M. LERICHE plus certainement en place, bien que son épaisseur y soit plus réduite. Les coupes actuelles ne permettent pas de voir la base de la formation qui doit se situer vers la cote 130. Il n'est même plus possible d'observer les inclinaisons très fortes des bancs de grès et de galets (45°) signalés par J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX.

Malgré sa faible altitude (110 m), le Mont Kokereel qui n'est qu'une faible éminence sur la ligne d'interfluve reliant le Mont du Bouschêpe au Mont Noir, comporte, sur le Panisélien, un placage de sables roux de quelques mètres dont l'étude a pu être reprise grâce au maintien d'une exploitation.

Au Mont Noir (alt. 150), le "Diestien" a une quinzaine de mètres d'épaisseur et repose par l'intermédiaire d'un lit de galets sur le Bartonien localement conservé avec la "bande noire", selon les anciennes observations (J. ORTLIEB, 1882 ; MEUGY, 1852 ; Ch. LYELL, 1852 ; M. LERICHE, 1921 ~~a~~). A. BRIQUET (1919c.) a décrit la coupe de la grande carrière ouverte par l'armée anglaise lors de la première guerre mondiale, avec la superposition (de haut en bas) sur une hauteur de 10 m :

- sable roux jaune à épaisses concrétions ferrugineuses avec quelques lits de galets de silex très altérés et des petits galets de quartz laiteux ou translucides et de petits lits minces d'argile rosée,
- sable gris-chamois (gris ou lie de vin s'il est altéré) avec des argiles en paillettes ou en petits lits (épaisseur 5-6m),
- sable jaune-roux à concrétions ferrugineuses épaisses avec lits de galets de silex blanchis et plus ou moins altérés (épais de 0,30 m) et petits lits d'argile rosée, en stratification entrecroisée.

Les Monts belges (Vidaigne, Rouge, Aigu, Kemmel) sont couronnés par une formation présentant des caractères identiques. Là encore, il faut se référer aux anciennes données pour préciser la stratigraphie qui n'est plus observable. Au Mont Rouge (alt. 141) dont le nom suggère la couleur du "Diestien", celui-ci aurait également une quinzaine de mètres et sa base, reposant sur une faible couche argileuse rapportée au Bartonien, a été reconnue par A. BRIQUET (1919 c) constituée par un sable roux à vert pomme,

glaucconieux, un peu micacé avec de nombreuses paillettes d'argile et un lit peu épais de petits galets de silix calibrés, non altérés.

La présence d'un niveau basal "diestien" non altéré se retrouve dans les collines de Renaix qui offrent la meilleure stratigraphie de la formation. A l'E de l'Escaut, le "Diestien" couronne en effet l'alignement WE de collines culminant entre 140 et 150 m : Mont de l'Enclus, Moulin du Hotond, Mont de la Musique Pottelberg. Les deux dernières collines ont donné lieu aux descriptions les plus précises (J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1870 ; J. ORTLIEB, 1879-80 ; E. DELVAUX, 1885 , 1892 ; J. DE HEINZELIN, 1962). Le "Diestien", superposé à l'argile bartonnienne, aurait une puissance de plus de 25 m. J. DE HEINZELIN (1962) a fourni récemment une coupe des sablières du Bois de la Houppes (alt. 135) et du Pottelberg (alt. 149) : il décrit à la base une masse sableuse verte glauconifère, parfois stratifiée, dépôt marin homogène (épaisseur env. 8 m), surmontée par une alternance de sables plus ou moins glauconifères et de lits de galets de plus en plus cariés vers le haut (épaisseur env. 3 m), dans laquelle se situe le dernier biseau de dépôt marin littoral ; les 12 mètres supérieurs formés de sables, graviers et galets altérés avec concrétions limonitiques sont considérés d'origine continentale. Ils contiennent en outre des oolithes silicifiées (A. BRIQUER, 1909 b). Vers le haut, les sables deviennent plus grossiers (grain moyen : 0,25 à 0,4 mm contre 0,15 - 0,20 pour les sables marins) et présentent une stratification entrecroisée très marquée. En faisant la synthèse des observations, on peut considérer que c'est au niveau des sables supérieurs qu'existent surtout les gros bancs de grès ferrugineux en dalles et en tuyères, à cassures zonées et métalliques et les niveaux de poudingue. De même l'altération des galets de silix y est la plus forte (cacholong), les pièces étant réduites en une matière blanche friable qui laisse subsister parfois un noyau plus moins intact.

Si l'on ajoute que le Mont de la Trinité ou Mont Saint Aubert (alt. 149), au N de Tournai, présente une même formation altérée mais moins épaisse (4 m) (J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1970 ; BILLET, 1979 ; E. DELVAUX, 1985), on constate que la formation "diestienne", essentiellement définie par son faciès d'altération et la présence de galets grossiers, couronne l'ensemble des collines flamandes culminantes. Mis à part le gisement du Mont Kokereel, anormalement déprimé, sur lequel il faudra revenir, l'altitude de la base de la formation qui repose sur les divers étages de l'Eocène moyen et supérieur, décroît dans l'ensemble d'W en E.

Cependant, des sables glauconifères sous jacents à la masse des sables ferrugineux chargés de silex variés et de petits cailloux de quartz blanc n'ont été observés qu'au Mont Rouge, au Mont de Boeschèpe et dans les collines de Reneix.

Ces dernières collines offrent actuellement les seuls profils les plus complets. En territoire français, distant d'environ 60 km, le problème essentiel était de rechercher une coupe montrant la partie inférieure du dépôt et son contact avec l'Eocène. Après de multiples investigations, cela ne fut possible qu'au Mont des Cats dont l'affleurement a permis de préciser les caractères lithologiques locaux du "Diestien" et du Lutétien-Panisélien (cf. J. SOMME, 1967b).

2-2) Mont des Cats

Beaucoup mieux que les grandes carrières qui exploitent les sables éocènes vers l'altitude 120 sur le versant occidental, le chemin encaissé descendant obliquement sur le flanc oriental, du cimetière vers la route de Berthen, permet d'observer par des jalons successifs, la série stratigraphique (fig. 35)

Au NE, le Panisélien est exploité en carrière vers l'altitude 125-135 à l'orée du bois (cf. éch. 112). En remontant le chemin qui domine la sablière, le "Diestien" typique apparaît vers 140m dans le talus oriental du chemin. La coupe visible sur 2 m a été rafraîchie jusqu'à 3 m et complétée par un sondage à la tarière jusqu'à 5,50 m. La superposition des couches est la suivant, en partant du niveau du sol (fig. 36):

- sable roux grossier devenant plus foncé en profondeur, avec marbrures argileuses marron et grès ferrugineux en plaquettes disposées anarchiquement (éch. 141 et 142). Epaisseur 2 m,
- sable roux graveleux avec minces plaquettes de grès ferrugineux horizontales (éch. 140). Epaisseur 0,20 m,
- lit de galets de silex altéré avec une abondante matrice sableuse rousse (éch. 156), partiellement consolidé en un poudingue friable, reposant d'une façon régulière et horizontale sur le sable sous-jacent. La grésification est surtout nette au sommet du lit. Epaisseur 0,30 m,
- sable gris-jaune micacé (éch. 148) traversé vers le bas du veinules plus claires (éch. 149). Epaisseur 0,30 m,
- sable micacé assez compact bigarré de taches jaunes et rouges (éch. 150 et 151). Epaisseur 1,70 m,
- sable devenant progressivement gris jaune homogène (éch. 152) puis gris verdâtre (éch. 155).

Le lit de galets paraît horizontal, il accuse en fait un léger pondage vers le NW. On peut le suivre le long du talus sur une vingtaine de mètres avant qu'il ne disparaisse, ramanié parmi les dépôts de pente. En arrière de la coupe, dans les sables sus-jacents situés plus haut sur le versant, apparaissent de gros bancs de grès ferrugineux brun rougeâtres massifs ou en forme de tubes creux.

La différence de faciès (couleur, grésification, altération) de part et d'autre du lit de galets correspond au contact souvent décrit entre le "Diestien" et l'Eocène. Il a été précédemment établi que les sables inférieurs (éch. 148 à 155) correspondaient au Bruxellien en place. Les données analytiques (granulométrie, morphoscopie, morphométrie, minéraux lourds) des galets et des sables supérieurs seront envisagées par comparaison avec le substrat éocène environnant. La position en altitude du "Diestien" est en conformité avec les indications de l'ancien forage de l'Abbaye. Enfin, la présence d'un lit de galets au contact de l'Eocène est tout à fait conforme aux observations antérieures faites au Mont des Cats (DE CROCK, 1891 ; L. DOLLE, 1903 ; M. LERICHE, 1921 a ; J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1870 ; J. ORTLIEB, 1882).

- Granulométrie des sables (fig. 37) :

Les sables superposés au lit de galets (éch. 140 et 141) et la matrice de ce dernier (éch. 156) présentent des caractères granulométriques sensiblement différents de ceux des sables bruxelliens sous-jacents.

La fraction sableuse dépasse 85 % (86,7 à 92,2 %) alors qu'elle se maintenait précédemment à une valeur inférieure. La fraction argileuse tombe à moins de 10 % (7,3 à 9,9) et la fraction limonneuse devient très faible. Il s'agit donc de faciès sableux plus francs dont les courbes cumulatives globales sont décalées vers les grosses dimensions. Les médianes des fractions sableuses, proches des médianes du sédiment global, caractérisent des sables plus grossiers ($M_d = 0,225$ à $0,290$ mm) que les sables bruxelliens ($M_d = 0,115$ à $0,157$ mm).

Le classement reste bon ($Q_d \frac{V}{V} = 0,23$ et $0,32$), mais la fraction grossière tend à être moins bien triée : un mode secondaire intervient vers $0,7$ mm.

- Composition et morphoscopie des sables (fig. 38) :

Les trois échantillons sont essentiellement quartzeux ; ils comportent en outre une petite quantité de grains de glauconie altérée et des grains de grès limonitique, mais contrairement aux sables éocènes, les grains de glauconie sont nettement arrondis et ont subi une usure. L'irrégularité des courbes morphoscopiques des grains de quartz est beaucoup plus grande. Les émoussés-luisants atteignent des proportions fortes dès 0,2 mm mais il s'agit d'un mélange intense de grains de facture diffuse. Ce caractère déjà sensible dans les sables bruxelliens s'accuse. Si l'échantillon 140 comporte des ronds-mats en proportion notable à 0,3 mm (40 %), dans les deux autres sables on observe des grains identiques qui ont en outre subi une nouvelle usure sous forme d'émoussés-luisants. Aux dimensions supérieures à 0,3 mm, des grains cassés ont également été réusés. Dans la matrice du lit de galets, cela s'accompagne aussi d'un mélange de quartz translucide et laiteux. Si l'on ajoute que l'usure globale augmente de nouveau dans la fraction grossière, on constate donc que ces sables sont le produit de remaniements successifs, le dernier façonnement étant dû à l'agent liquide, mais celui-ci n'a pas réussi à modifier le mélange de plusieurs stocks de grains qui avaient acquis leur modelé antérieurement ; aussi la proportion relative de grains subanguleux reste relativement constante. Tous ces caractères amènent à conclure à un remaniement fluvio-marin d'un matériel marin.

- Minéraux lourds (fig. 39) :

Le cortège des minéraux lourds du "Diestien" ne diffère guère de celui des sables éocènes sous-jacents. Les groupes ubiquistes (55 à 64 %) et métamorphiques (24 à 30 %) avec dominance de la staurotite (10 à 14 %) et maintien de l'andalousite (4 à 7 %), ont des proportions assez identiques. Cependant on note une augmentation de la part de la tourmaline (30 % environ)

qui devient équivalente à celle du zircon et qui se fait au détriment du groupe des minéraux titanés, le rutile diminuant d'importance. Ces caractères sont surtout sensibles avec les échantillons 140 et 141. Le sable du lit de galets est encore très semblable à l'Eocène sous-jacent. Il comporte, en plus de traces de grenat et d'épidote, un témoin de hornblende, chose rare dans nos échantillons qui au demeurant sont altérés, mais ces minéraux, caractéristiques de la province pétrologique nordique lorsqu'ils se présentent en proportion notable, sont présents dans tout l'Eocène, même dans le Bruxellien (Ch. POMEROL, 1961 ; A. BLONDEAU, 1965). Les données fournies par les minéraux lourds n'indiquant donc pas de changement net au niveau du lit de galets et le plus simple est de considérer que les éléments des sables "diestiens" ont été alimentés directement par ceux des sables éocènes environnants. L'hypothèse d'un remaniement continental ne rencontre pas d'objection majeure du point de vue minéralogique.

- Etude des galets :

C'est évidemment le lit de galets qui est le fait stratigraphique essentiel et dont l'interprétation reste déterminante. A partir d'un échantillon de plus de 25 kg (éch. 156 bis), l'étude a eu pour but de préciser la granulométrie, la composition et la morphométrie des galets. Galets et gravillons forment 61% du poids total, le reste étant constitué par une matrice sablonneuse ocre dont les caractéristiques ont été précédemment mentionnées (éch. 156).

- Granulométrie : (fig. 40)

La répartition granulométrique a été établie d'après la largeur des éléments (tamisage et mesure) et exprimée en poids pour chaque fraction. Le cailloutis (galets et gravillons) forme 61% du poids de l'ensemble. La partie sableuse (2 à 0,050 mm) en constitue le tiers. La fraction fine (limon et argile) est donc réduite.

Les galets proprement dits ($L > 20$ mm) ne représentent qu'à peine 50 % de l'ensemble du dépôt, et les gravillons 12 %. La fraction comprise entre 10 et 1 mm est particulièrement réduite.

Si l'on considère non plus la largeur, mais la longueur des pièces, la proportion des galets ($L > 20$ mm) est du même ordre dans l'ensemble du dépôt. La proportion du nombre de galets en fonction de la taille (L) fait apparaître une classe dominante : 66 % ont une longueur comprise entre 20 et 40 mm, la longueur médiane étant de 32 mm (fig. 41). Il s'agit donc de galets de petite taille, mais les plus gros atteignent 140 mm.

Au total, la couche de galets constitue un sédiment très hétérométrique. Le classement de l'ensemble du dépôt est très mauvais. Les galets, bien qu'assez mal triés, le sont beaucoup mieux que le sable. Cette répartition peut s'interpréter comme le résultat d'un mélange entre des galets et un matériel sableux et graveleux hétérogène.

- Composition :

Le cailloutis n'est pas homogène. Les galets ($L > 20$ mm) ne sont pas tous formés de silex. En effet, en dehors de la masse principale de l'échantillon formé de galets de silex, on note la présence de petits galets de grès ferrugineux à patine noirâtre chagrinée (longueur maximum : 40 mm, médiane : 23 mm), représentant seulement moins de 2 % en poids et moins de 6 % en nombre de l'ensemble.

Le reste de l'échantillon est constitué de galets de silex fauves ou blanchâtres, de dimensions variées (longueur maximum : 140 mm, médiane : 30 mm), d'aspect mat, plus ou moins altérés. Près de la moitié de ces galets sont en effet réduits, au moins en surface, en une matière blanche friable : ce sont les galets "cochalonisés", caractéristiques du Diestien des Monts. D'autres

gardent apparemment leur solidité. L'altération périphérique pénétrant en effet plus ou moins à l'intérieur du galet où subsiste souvent un noyau de silex intact ; parfois, l'altération profonde n'affecte qu'une extrémité. Si nous considérons la répartition selon la taille (fig. 41), nous constatons que les éléments altérés sont plus fréquents aux grandes dimensions. Au dessus de 70 mm, les galets intacts sont presque totalement absents, alors que certaines pièces d'environ 100 mm sont totalement réduites en une matière friable et se débitent sous le choc de la pelle.

En dehors de ce groupe assez homogène de galets fauves plus ou moins altérés, une proportion identiques à celle des galets noirs est constituée par un échantillonnage assez varié de petits galets ou cailloux de silex lisses (longueur maximum : 50mm médiane : 25 mm) aux formes et aux couleurs variées (patine jaunâtre, bleuâtre ou verdâtre).

Les gravillons (fraction comprise entre 20 et 2 mm) comportent des éléments différents au fur et à mesure que la grosseur diminue. En particulier les petits galets noirs sont plus fréquents, de même que les cailloux à faces lisses. Au dessous de 10 mm apparaissent des granules de quartz qui prédominent dans la fraction inférieure à 4 mm. Les silex fauves roulés restent importants jusqu'à cette dimension : beaucoup moins altérés que les galets du même type, ils conservent souvent les traces d'une patine bleuâtre lisse ; les plus petits sont même parfois intacts.

L'ensemble du cailloutis est donc formé essentiellement de quatre types d'éléments : des silex fauves roulés plus ou moins altérés, des petits silex lisses mal roulés, des petits galets de grès ferrugineux et des granule de quartz. L'altération, à peine marquée, augmente avec la taille des galets.

- Morphométrie (fig. 42) :

Un lot de 400 galets a été mesuré pour déterminer les indices morphométriques selon la méthode de A. CAILLEUX et J. TRICART (1945, 1947, 1950, 1963, 1965). On a considéré à part les résultats obtenus pour les petits galets ferrugineux.

. Aplatissement : $\frac{L + l}{2E}$ (L, l et E étant respectivement la longueur, la largeur et l'épaisseur du galet). L'aplatissement est moyen (médiane : 1,7). La moitié de l'échantillon possède des valeurs comprises entre 1,5 et 2,25 (fig. 42A). La valeur de la médiane reste remarquablement constante selon les diverses classes granulométriques. Par contre, les petits galets noirs ferrugineux sont beaucoup plus aplatis (médiane : 2,4).

. Dissymétrie : $\frac{AC \times 1000}{L}$ (AC étant la partie la plus grande de la longueur L déterminée par le plan perpendiculaire qui contient la plus grande largeur). La médiane de l'indice est de 610 pour l'ensemble des galets de silex. Sa valeur tend à augmenter avec la grosseur des galets. De 550 pour les pièces comprises entre 20 et 25 mm, elle est de 620 pour la dimension de 30 à 40 mm pour laquelle l'indice est théoriquement la plus caractéristique. Elle approche de 700 au dessus de 5 cm. Pour toutes les catégories de galets, la répartition est bimodale (fig. 42B). Un quart de l'échantillon présente un indice faible (500 à 550) un second lot de galets nettement plus dissymétriques montre une fréquence entre 650 et 700.

. Émoussé : $\frac{2 r^1 \times 1000}{L}$ (r^1 étant le plus petit rayon de courbure et L la longueur du galet ; indice d'émoussé de premier ordre). L'histogramme (fig. 42C) révèle un maximum vers 300 - 350; la médiane est de 310. L'émoussé de l'ensemble est donc relativement élevé. Les galets très usés représentent plus de 15 % ($E > 500$) : ce sont essentiellement les plus petits, les plus gros ayant tendance à être moins émoussés. Pour les galets de silex

fauves, la médiane de l'indice décroît de 400 (20-25 mm) à 250 (50-80 mm). Les autres galets et cailloux, de forme allongée, notamment les galets noirs, ont un indice plus faible (médiane : 230).

L'étude morphométrique semble laisser un doute sur le façonnement absolument marin des galets. Les valeurs de l'aplatissement et de la dissymétrie se situent à la limite des façonnements marin et fluviatile. Si l'on considère les rapports de l'émoussé et de l'aplatissement avec la taille des éléments, les caractères typiquement marins n'apparaissent pas. Si l'émoussé est relativement élevé pour l'ensemble du lot, il décroît avec la taille des galets, alors que l'aplatissement garde la même valeur. Il n'existe pas de relation nette entre l'aplatissement et l'émoussé, sinon une tendance pour les galets les moins émoussés à avoir les aplatissements les plus élevés.

Ces caractères morphométriques, joints aux observations précédentes sur les types de galets et l'hétérométrie du dépôt, peuvent s'interpréter comme le résultat d'un mélange entre un matériel marin et un matériel continental. Ils permettent d'envisager comme probable une origine continentale et non marine pour ce cailloutis.

- Conclusion :

La coupe du Mont des Cats montre donc la base de la formation diestienne en place qui représente bien un dépôt différent de l'Éocène sous-jacent. Il est nécessaire de tenter de la situer d'une part dans la stratigraphie du "Diestien" local, d'autre part dans la stratigraphie générale de la formation définie en Flandre.

Si l'on se réfère aux anciennes observations, on constate que le contact présentement étudié est conforme aux données signalées

pour le Mont des Cats et les monts voisins. Au Mont des Cats, aussi bien sur le versant E que sur le flanc W, un lit de galets partiellement altérés, épais d'environ 0,40 m, a été à plusieurs reprises décrit à la limite des sables éocènes et de sables fins "diestiens" (J. ORTLIEB, 1882 ; DECROCK, 1891 avec commentaires de J. GOSSELET qui concluait à une formation littorale). En outre, comme au Mont de Boeschève, au Mont Noir et au Mont Reuge, deux ou trois lits de galets horizontaux ou en léger pendage (8° au Mont de Boeschève) ont été mentionnés sous les sables à bancs gréseux. C'est en particulier le cas pour une carrière ouverte autrefois immédiatement en contre bas du Monastère où le "Diestien" présentait deux lits de galets altérés, séparés par 2,25 m de sables avec grésifications et dénivellés par des petites failles (J. ORTLIEB, 1882). Des sondages effectués par les Ponts et Chaussées (1964) ont montré l'extension de ce type de stratigraphie jusqu'à une altitude de 130 m sur le versant N, ce qui joint aux observations antérieures, semble confirmer le pendage général de la formation vers le NW, suggéré par la coupe étudiée, ou sa déformation par de petites failles que l'on peut observer encore dans l'Eocène de la carrière de la Sapinière sur le versant W. Le "Diestien" avec son cailloutis de base semble être en place au sommet de cette dernière à une altitude d'environ 120 m, mais l'exploitation empêche de préciser l'observation, qui a été faite autrefois (BOUSSEMAER, 1889). La détermination précise de l'extension du "Diestien" en place reste cependant incertaine car il faut tenir compte du remaniement colluvial de la formation qui est important et qui se suit régulièrement sur les versants jusque vers 100 m d'altitude. Au delà les blocs ferrugineux et les galets deviennent rares à la base d'une couverture limoneuse-sableuse peu épaisse (1 à 2 m) qui devient franchement limoneuse avec la réduction générale de la pente (fig. 35).

A la partie supérieure du Mont, seuls les quelques mètres inférieurs, avec leurs niveaux de galets successifs, peuvent être considérés comme représentatifs de la formation "diestiennne" en place. Or, ce complexe qui occupe ici une position basale doit correspondre à la partie moyenne de l'assise "diestiennne" des collines de Renaix, caractérisée par plusieurs lits de galets globuleux d'origine continentale et où s'observe le dernier bi-sau marin littoral. Il manquerait ainsi au Mont des Cats la partie inférieure formée de sables verts très fins glauconifères (grain moyen : 0,15 mm), dépôt marin homogène dont la base est constituée par un gravier dispersé de galets noirs et plats, morphologiquement et stratigraphiquement bien différents des galets rencontrés plus haut (J. DE HEINZELIN, 1962). Des sables glauconifères ont été signalés à la base du "Diestien" du Mont de Boeschève qui seraient pour M. LERICHE un des rares vestiges de la formation marine. Mais cette donnée n'est plus vérifiable et les observations anciennes restent assez imprécises.

2-3) Mont Noir

Les coupes actuelles des divers monts montrent surtout des faciès de sables ferrugineux avec grès et galets altérés dispersés ou en lits qui correspondent à la partie moyenne et supérieure du complexe des collines de Renaix. Au Mont Noir, A. BRIQUET (1919c) avait décrit ainsi des sables jaunes roux à concrétions ferrugineuses, épaisses avec des lits de galets de silex blancs et plus ou moins altérés en stratification entrecroisée. Dans cette ancienne carrière de l'armée britannique, on peut encore localement observer des sables roux avec des lits minces (épaisseur : 0,01 à 0,05 m) de grès ferrugineux en plaquettes rectilignes ou contournés, traversés par un lit sinueux de galets blancs (épaisseur : 0,20 m) en pendage marqué vers le NW (fig. 44). Ces ~~galets~~ galets de petit calibre, décimétriques

sont très variés, beaucoup ayant une forme irrégulière, les plus gros étant les plus altérés (éch. 36). La matrice (éch. 37) est formée par un sable pur (fraction sableuse = 94,75 %) grossier ($M_d = 0,5$ mm), mal classé ($Q_d \phi = 1,3$) à courbe cumulative irrégulière (fig. 45). La morphoscopie confirme le mélange des grains avec une diminution globale de l'usure au dessus de 0,5 mm (fig. 46). Les sables sus-jacents (éch. 38) et sous-jacents (éch. 39) sont plus fins ($M_d = 0,2$ mm et 0,22 mm), moins purs (fraction sableuse = 80,55 % et 68,3 %) et mieux triés ($Q_d \phi = 0,42$ et 0,37). Mais les morphoscopies montrent les mêmes caractéristiques d'altération (grains picotés) et de mélange, surtout au dessus de 0,4 mm (fragments siliceux, grains de quartz non usés, subanguleux, arrondis luisants, ronds mats, cassés et rousés). Une analyse des minéraux lourds a été tentée sur ces sables et, fait insolite, elle n'a donné presque aucun résultat (un ou deux grains de disthène et de tourmaline). L'étude des sables de la station tardenoisienne (fouilles G. TIEGHEM, 1964) située au sommet du Mont (alt. 150) dans le caravanning donne des résultats semblables : $M_d = 0,24$ à 0,27 mm ; $Q_d \phi = 0,4$ à 0,5 ; morphoscopie indiquant plusieurs remaniements (éch. 90-91-92). Tous ces sables sont caractéristiques de la partie supérieure du "Diestien", de faciès franchement continental.

2-4) Mont Kokereel

Le gisement du Mont Kokereel (fig. 47) qui culmine à 110 m est du ce fait plus insolite. Signalé par A. POTIER (1876 : carte géologique St Omer 1/80 000), A. BRIQUET (1907b), M. LERICHE (1908, 1921a), ce lambeau est plaqué sur le Panisélien, au sommet du versant méridional. En effet, comme l'indiquait l'ancienne carte géologique et contrairement au figuré de la nouvelle (feuille Stouvoorde 1/50 000) qui exagère son importance, cette formation est visible dans une ancienne carrière ouverte vers 100 m d'altitu-

alors qu'au sommet de la colline affleurent les sables verts paniséliens (éch. 109 ; fig. 47 I). La coupe montre (fig. 47II), sous un manteau de débris peu épais, un sable jaune roux meuble épais de 2 à 3 m (éch. 106), reposant sur un sable gris verdâtre compact (éch. 105) par l'intermédiaire d'un lit de galets lâche sinueux, dénivelé par de petites failles (éch. 107). Le fond de la carrière est formé de sables roux, rouges ou blanchâtres (éch. 108) (B). Dans un autre coin de la carrière, un bloc de grès ferrugineux massif, épais de 0,40 m, git avec un pendage de 45° vers le S (C).

Les sables sont plus ou moins purs (fraction sableuse = 71,6 à 90,5 %) et de grosseur inégale ($M_d = 0,1$ à $0,29$ mm). Leur classement est bon ($Q_d \varphi = 0,25$ à $0,29$) sauf pour la matricule du cailloutis ($Q_d \varphi = 0,38$) (fig. 48). Tous ces sables présentent les caractères de l'Eocène. Le sable verdâtre glauconieux (éch. 105) est particulièrement typique du Panisélien par la granulométrie, l'abondance de la glauconie et la morphoscopie. Le sable sus-jacent (éch. 106) qui évoque le "Diestien" par sa couleur est d'un type voisin. Egalement micacé, il est encore fortement glauconieux, la couleur des granules allant du vert (granule intacte) au brun (granule altérée friable) qui montre bien que la coloration du sable résulte de l'altération de la glauconie. La morphoscopie montre aussi un mélange du même type que le sable sous-jacent, avec une usure cependant plus forte aux grandes dimensions où les grains sont d'ailleurs plus abondants. Enfin le cortège des minéraux lourds est identique avec la même importance du zircon (53 %) et des minéraux titanés (rutil = 20 et 17 %) (anatase = 16,5 et 12 %) (fig. 39).

Si le sable supérieur présente des caractères "diestiens" par son altération, tout semble indiquer qu'il s'agit d'une formation éocène altérée et remaniée sur le versant. Les petits

galuts (L maxi : 5 cm) sont de nature très variée, certains ayant l'aspect des "yeux de crapaud" bleuâtres, et très inégalement altérés. Bien posés à plat, ils ne forment d'ailleurs qu'une sorte de pavage lâche qui évoque les cailloutis de base des loess.

Le gisement du Mont Kokereel ne présente donc aucunement les caractères du "Diestien" en place. Il s'agit sans doute, ce que confirme le bloc de grès incliné dans le sens de la pente, d'un colluvionnement d'une formation dont l'altération appartient au faciès diestien, antérieurement localisée au sommet du mont, sans que l'on puisse préciser à quelle altitude se trouvait la formation "diestienne" typique. L'importance de l'érosion ancienne de cette butte d'interfluve est attestée par la juxtaposition de sables de granulométrie différente qui doivent provenir d'assises éocènes différentes. M. LERICHE (1908) avait d'ailleurs noté la présence de sable analogue à celui qui au Mont des Cats a fourni N. laevigatus. Ce pourrait être le cas de l'échantillon 108, plus grossier, qui évoque le sable de la grande carrière à l'W du monastère (alt. 115 - 120 m).

2 - 5) Forêt de Clairmarais

En Flandre, un dernier gisement "diestien" occupe encore une position beaucoup plus insolite : celui de la Forêt de Clairmarais, ensemble de collines qui culminent entre 45 et 58 m, immédiatement à l'E de la vallée de l'Aa, à son entrée dans le marais de Saint-Omer (alt. 3 m). J. GOSSELET (1912c, 1913a) avait signalé des blocs de grès ferrugineux, de poudingues et de galuts de silex sur deux buttes (alt. 54 et 58 m) qu'il attribuait au dépôt "diestien" reposant sur l'argile des Flandres. Cette interprétation a été conservée sur les feuilles géologiques de Saint-Omer et de Cassel (1/50 000) avec le signe P2. Cependant, J. LORIE (1921) notait que les blocs angulaires de grès

limoniteux brun violet ou jaune brunâtre (max. 20 cm) étaient beaucoup plus nombreux que les galets et il rattachait ce matériel résiduel à du Diestien descendu verticalement comme dans les autres basses collines environnantes.

En effet, il s'agit de quelques éléments détritiques, localisés, qu'on ne peut rapporter à un lambeau de "Diestien" en place, comme le montrent les sondages effectués par les Ponts et Chaussées en 1964 autour de l'Étang d'Harchelles (archives BRGM 12-2-1 à 15) et mes investigations sur le terrain. Au sommet des deux buttes n'existe qu'une mince couche d'argile limoneuse jaunâtre (épaisseur 1 à 2 m) empiétant les éléments détritiques mentionnés. Au dessous apparaît l'argile yprésienne avec un pseudo-gluy développé. Celle-ci est à peu près subaffleurante comme le signalait J. GOSSELET qui notait l'absence de limons, sur les versants, présentant une altération panachée avec cristaux de gypse sur une épaisseur de plusieurs mètres. L'argile gris-bleu compacte apparaît vers 8 m de profondeur. S'il s'agit bien de l'assise de Roubaix, on doit noter qu'elle présente un faciès typique de l'assise d'Orchies.

Une formation limono-argileuse avec quelques cailloux, épaisse de plusieurs mètres, n'existe que sur la partie moyenne tournée vers l'E, en pente plus faible, du vallon d'Harchelles. Sur le versant raide opposé qui descend des buttes culminantes, les blocs détritiques sont bien abondants comme le notait J. GOSSELET, mais surtout dans les allées forestières. L'aménagement anthropique est évident. Les matériaux sont de type et de taille très variés : blocs irréguliers, de poudingue, les plus petits étant manifestement usés ; blocs ou plaquettes de grès ferrugineux, très usés ; cailloux et gravier de silex ; petits galets altérés ou cassés ; rognons de silex. Ces caractères correspondent à une nappe caillouteuse quaternaire qui a dû occuper le sommet des buttes comme il en existe de nombreux lambeaux dans

Houtland méridional. Quant à son origine, ce matériel comporte des éléments de faciès "diestien" incontestable, plus nombreux qu'en d'autres points. Cela ne doit pas surprendre car le Mont Cassol n'est distant que d'une dizaine de kilomètres. Mais cette nappe fluviatile quaternaire n'étant elle-même plus en place, à plus forte raison ne peut-on tirer des débris de Clairmarais une reconstitution locale du "Diestien" originellement en place. La même conclusion s'applique aux autres buttes du Houtland où des matériaux identiques ont été signalés (J. GOSSELET, 1912b , 1913a ; J. LORIE, 1921). Il s'ajoute dans le cas de la forêt de Rihoult-Clairmarais une éventuelle perturbation d'origine anthropique liée à l'occupation historique (forts, château, vieux fossé, cf. J. DE PAS, 1931 ; A. DERVILLE, 1970)

2 - 6) Noires-Mottes

Le "Diestien" des Noires-Mottes est le gisement le plus occidental, considéré comme en place, et servant de jalon pour la reconstitution du littoral néogène (J. DE HEINZELIN). Il s'agit d'une landière crayeuse allongée de l'WSW à l'ENE qui vers l'W forme le Cap Blanc Nez (alt. 131 m) et qui est dominée par trois petites buttes (alt. 151, 151, 145 m) couronnées de bancs de grès ferrugineux à éléments grossiers séparés par des lits de sables quartzeux rouges, rattachés au "Diestien" par E. CHELLONNEIX (1875b). Cette formation repose directement sur la craie dans la butte la plus orientale (alt. 145 m). Dans les deux autres, un peu plus élevées (alt. 151 m), le Landénien et l'Yprésien sont conservés dans des poches de la craie, avec une inclinaison des lits pouvant atteindre 45° (E. CHELLONNEIX, 1875 ; A. BRIQUET, 1909a , 1919a). La même déformation affecte les bancs de grès ferrugineux. Cependant A. BRIQUET (1924) considérait le Néogène des Noires-Mottes "en place ou peu s'en faut".

A.P. DUTERTRE et P. DEFFONTAINES (1926) n'excluaient pas que la formation ait pu glisser d'une certaine hauteur. J. CORNET (1904) avait précédemment expliqué l'altitude relativement faible et anormale de ces lambeaux diestiens, preuves de l'extension de la mer néogène, par une dissolution sur place de la craie sous-jacente et il ajoutait que ces sables ferrugineux n'étaient plus en place, ayant subi "une descente d'ensemble assez importante".

Une ancienne coupe avait montré le "Diestien" et l'Eocène reposant sur la craie par l'intermédiaire d'une argile brune à silex (L. CAYEUX, 1888), stratigraphie classique des gisements sableux du Haut Pays, imputable à un fonctionnement quaternaire des poches de dissolution. Mais J. LORIE (1921) insistait surtout sur le romaniement du "Diestien", prouvé par l'appauvrissement en galets.

L'étude de ce gisement, si important pour les conclusions paléogéographiques, est actuellement rendue fort difficile par suite des bouleversements de la dernière guerre. Les seules observations ne sont possibles que dans la butte centrale dont le versant N est en pente particulièrement forte. Une coupe () relevée dans un entonnoir d'explosion, à la partie supérieure du versant, montre sous un colluvionnement de sables jaunâtres avec blocs usés de grès ferrugineux (épaisseur 0,50 m):

- un sable brun noirâtre pulvérulent (éch. 75) avec des lits lâches de petits galets (L max. quelques mètres) et cailloux de grès ferrugineux (éch. 76) (épaisseur 1,50 m).

- un sable pansché brun, jeune et blanchâtre (éch. 74) peu épais (0,50 m), en contact franc avec la couche précédente, passant progressivement à un sable roux (éch. 72) qui se consolide en gros bancs discontinus de grès ferrugineux dont l'intérieur reste partiellement meuble (éch. 73) (épaisseur visible 0,50 m).

Tous ces sables sont du type limono-argileux, avec une fraction sableuse comprise entre 53 et 64 %. Ils sont aussi très proches par leur grain moyen fin : la médiane de la fraction sableuse oscille entre 0,12 et 0,15mm. Le classement est relativement mauvais, sauf pour l'échantillon 74 dont la courbe garde le même caractère d'asymétrie, légèrement atténuée, par suite du mauvais triage de la fraction grossière qui détermine une répartition plurimodale (fig. 52).

Ces caractères se confirment à l'analyse morphoscopique (fig. 53) qui montre le mélange de deux ou trois stocks de différents grains. Il s'agit de sables uniquement quartzeux, sauf le sable panaché qui contient quelques rares grains du glauconie altérée. Tous comportent une fraction fine usée (0,3 mm) sous forme d'émoussés luisants qui correspond à un sablon marin comme l'indique aussi le classement granulométrique, et qui se compare aisément à la courbe morphoscopique du sable éocène sous-jacent dans la butte (éch. 56). Dans la partie grossière, les grains usés reprennent plus d'importance jusqu'à 0,8 mm, pour tendre à diminuer de nouveau au-delà, avec apparition de quelques grains ronds-mats sales. La complexité du mélange ou du remaniement est particulièrement nette dans le sable inférieur, au niveau des grès, qui se caractérise aussi par l'importance des grains picotés. Il y a concordance entre les traits morphoscopiques et granulométriques des divers échantillons.

On retrouve ainsi dans ces sables des Noires-Mottes, les caractères typiques des sables diestiens des Monts. L'analyse morphoscopique entre le sable inférieur (éch. 72) et la matrice des galets du Mont des Cats (éch. 156) est particulièrement remarquable. Il manque cependant dans ce gisement les gros galets du silex altéré : fait déjà mis en évidence par J. LORIE.

7) Conclusion :

Au terme de cet inventaire des gisements classiques du "Diestien", en Flandre et aux Noires-Mottes, il est possible d'établir une première conclusion, d'ordre stratigraphique.

Le "Diestien" des Monts de la Flandre française semble comporter deux éléments : une partie inférieure caractérisée par plusieurs niveaux de gros galets qui serait la seule formation en place et que l'on trouve cantonnée en général au dessus de 130 m d'altitude ; une partie supérieure, sableuse, à bancs de grès, plus importante, qui a subi des remaniements successifs et dont l'extension colluviale s'observe jusque vers 100 m d'altitude. L'ensemble est corréléable avec les complexes continentaux moyens et supérieurs du "Diestien" des collines de Renaix. Il n'est représenté que dans les Monts de Flandre culminant à plus de 130 m. Les autres gisements montrent un matériel plus ou moins remanié, appartenant ou dérivant de la partie supérieure du complexe, caractérisée surtout par l'altération des sables, leur grésification et la présence très secondaires de galets de petit calibre. Aux Noires-Mottes, cette formation est restée relativement en place, mais se trouve descendue et piégée dans les poches de la craie comme le substrat éocène sous-jacent. Au Mont Kokereel, il s'agit d'un colluvionnement de haut de versant qui existe sur le flanc des autres monts (versant E du Mont des Cats par exemple) à des altitudes comparables. Le gisement de la forêt de Clairmarais fournit un dernier type qui se rattache à la formation "diestiennne" par les caractères originaux d'altération du matériel, mais qui du point de vue stratigraphique appartient à une nappe détritique, elle même démantelée, bien postérieure aux types précédents.

La mise en évidence de cette complexité stratigraphique est un préalable à l'examen du double problème posé par l'interprétation du "Diestien", d'une part, l'origine du matériel sédimentaire

et l'éventualité d'un dépôt marin néogène antérieur dont le matériel étudié serait en partie un remaniement ; d'autre part, la signification paléogéographique des formes d'altération de ce matériel et la valeur stratigraphique que l'on peut tirer de ce critère. Pour pouvoir faire le point globalement sur ce double problème, il est nécessaire de terminer l'inventaire du "Diestien" signalé à la surface du Haut-Pays.

3 - LES FORMATIONS DU HAUT BOULONNAIS ET DU HAUT ARTOIS

Les points culminants du plateau (160 à 200 m) qui entoure le Boulonnais comportent des témoins sableux et gréseux qui ont été interprétés comme preuves de l'extension de la formation marine néogène sur la partie NW du Haut Pays (Ph. PINCHEMEL, 1954). Il s'agit essentiellement de la crête N du Haut Boulonnais proprement dit (A.P. DUTERTRE et P. DEFFONTAINES, 1926) et du Pays de Licques (J. GOSSELET, L. DOLLE et P. PRUVOST, 1910), les dépôts superficiels de la lèvre S du Boulonnais et du Haut Artois, au SE du plateau de Laire, étant considérés comme du Landénien plus ou moins altéré (A. BRIQUET, 1910a; A.P. DUTERTRE, 1922).

Les formations décrites comportent soit des blocs de grès ferrugineux et, plus rarement, de poudingue, disséminés en surface dans le "diluvium" des plateaux (J. GOSSELET, 1920 a), soit des sables roux ou jaunes, avec parfois des graviers de quartz, piégés dans des poches de la surface crayeuse. A. BRIQUET (1910a) désignait cet ensemble du terme de "sédiments pauvres" et lui assignait un âge pliocène supérieur, considérant que le nom de "Diestien" ne convenait pas à ces dépôts artésiens, ni même au poudingue de Cassel. Ce même auteur mettait d'ailleurs en doute l'attribution de certains gisements à sa formation, en s'appuyant surtout sur le critère altimétrique qui lui avait permis de définir une "pénéplaine" tertiaire distincte de la surface infraocène

(1908a, 1924, 1931), A.P. DUTERTRE et P. DEFFONTAINES (1926) ont mis en doute également l'attribution de certains dépôts au Pliocène, limitant l'extension du Diestien aux gisements du Haut Boulonnais, proches des Noirs-Mottes. On trouve ainsi dans toutes ces études descriptives, menées à la suite des observations de J. GOSSELET, la même incertitude dans l'attribution stratigraphique de ces lambeaux sableux ou gréseux, qui sont rapportés tantôt à l'Eocène, tantôt à une formation postérieure.

La plupart des gisements ne sont plus observables sur le plateau, sinon au hasard d'un ancien trou à sable rafraîchi ; par contre les carrières ouvertes sur le front de la cuesta boulonnaise fournissent des données plus précises. Elles montrent bien que tous les gisements sableux sont piégés dans de vastes poches de la surface crayeuse et qu'ils appartiennent ainsi au complexe de l'"argile à silex". Elles indiquent aussi qu'il s'agit toujours de formations complexes ayant subi des altérations et des remaniements successifs. La détermination de l'origine du matériel en est rendue d'autant plus difficile.

La fig. 54 fait le bilan des points où existent des sables, associés ou non à des galets et des blocs de grès ferrugineux. Mes propres observations ont plus particulièrement porté sur les gisements suivants :

- sur le plateau du Haut Boulonnais et sur le haut de la cuesta :
 - . plateau de Rumesaut, au N d'Hervelinghen ;
 - . anciennes carrières des fours à chaux de Fiennes ;
 - . carrières de Lottinghen ;
- sur le plateau qui domine au N le Pays de Licques :
 - . Ventu d'Alembon ;
 - . Bois du l'Abbaye ;
 - . chapelle Saint Louis, au N de Guémy.

Ces divers gisements dont certains sont connus depuis longtemps et ont été plus récemment étudiés (M. DUPONT, 1958) permettent de préciser les types de formations du plateau du Haut Boulonnais.

3 - 1 Le plateau de Ramesaut.

Le plateau du haut Boulonnais septentrional, d'altitude plus basse (max. 160 m environ) que le reste de la bordure crayeuse de la boutonnière et réduit à une étroite lanière sauf au NW de Landrethun (point le plus déprimé de la crête : 110 m) où il s'élargit quelque peu en se festonnant (Mont de couple, Ramesaut, Mont de Sombre), se distingue aussi par la fréquence de blocs de grès ferrugineux dispersés à la surface de la craie qui est subaffleurante, les formations superficielles étant peu épaisses dans cette zone occidentale. Ces grès ont été rapportés à l'assise des Noires-Mottes (J. GOSSELET et L. DOLLE) dont les buttes jalonnent l'extrémité du même plateau.

En effet, sur le plateau de Ramesaut (alt. 153 m), au N d'Horsvelinghen, la surface des champs est parsemée de nombreux silex altérés de la craie, de petits blocs usés de grès ferrugineux (dimension max. observée : 0,25 x 0,20 x 0,15 m) et de rares galets. Ces fragments sont empâtés dans un limon très sableux (éch. 60) qui devient plus argileux en profondeur et qui remplit les poches de la surface crayeuse ; la craie est subaffleurante localement au sommet même du plateau. Il n'a pas été reconnu de véritables sables dans cette région. Dans le limon, la fraction sableuse (éch. 60) ne représente qu'un peu plus de la moitié de l'ensemble du sédiment et elle est constituée par un sable fin ($M_d = 0,094$ mm) mal classée ($Q_d/P = 0,66$) (fig. 55). Il s'agit d'un matériau de remaniement colluvial avec unemorphoscopie qui montre l'origine marine du sablon, mais surtout un mélange intense de grains de quartz (EL cassés et réusés, arrondis-luisants picotés, subanguleux luisants lisses, quelques ronds mats) d'ailleurs peu nombreux aux grandes dimensions (moins de 50 % au dessus de 0,5 mm) où les petits éclats de silex et les concrétions sont abondants. Il s'agit des caractéristiques des matrices de cailloutis quaternaires.

Plus intéressant est le résultat de l'analyse ayant porté sur la partie friable intérieure d'un grès ferrugineux (éch. 59) dont l'autre face présentait un aspect mamelonné. Si l'on tient compte que la courbe granulométrique de la partie grossière est faussée par l'existence de concrétions ferrugineuses résultant du concassage imparfait du grès, on voit que celui-ci s'est constitué à partir d'un sable fin ($Md = 0,1$ mm), bien classé ($Qd \varphi = 0,34$), micacé et glauconieux, et présentant un faciès morphoscopique simple (32 % d'émoussés-luisants à 0,3 mm), caractères typiques de l'Eocène marin, notamment landénien.

La présence de rares galets de silex ovoïdes ($L_{max} = 4$ cm), plus ou moins altérés, n'exige pas de faire appel à une origine plus récente que l'Eocène car il a déjà été signalé que ce type de galet abonde tout le long de la bordure artésienne et qu'il est aussi particulièrement représenté près des Noires-Mottes.

Si les fragments de grès du plateau du Haut Boulonnais peuvent être rapportés à la formation de s Noires-Mottes, c'est en tenant compte de l'analogie de faciès d'altération. Le matériau original peut être différent (cf. éch. 72). Et dans le cas des Noires-Mottes où le dépôt présente des caractères beaucoup plus complexes, il faut tenir compte de la position stratigraphique de la formation qui surmonte l'Eocène largement conservé. Sa mise en place doit résulter du ramanement de l'Eocène inférieur, en particulier du Landénien continental qui couvrait encore alors le plateau du Haut Boulonnais.

3 - 2 Le sommet de la cuesta du Boulonnais.

Cette conclusion est confirmée par les données fournies par les coupes des carrières qui s'ouvrent à la partie supérieure de la cuesta crayeuse et qui montrent le piégeage de sables fins dans de grandes poches (de l'ordre de la dizaine de mètres). C'est le cas des anciennes carrières des fours à chaux de Fiennes aussi bien que du l'ex-

exploitation actuelle de Lottinghen.

Ces coupes permettent de préciser le contenu stratigraphique du complexe de l'"argile à silex" (sensu lato) et elles seront étudiées en détail ultérieurement dans ce but (cf. infra = 6ème partie). Pour l'instant, je m'attacherai aux caractères des sables conservés en poches au voisinage des formations argileuses à silex.

En règle générale, les sables occupent la partie centrale des grandes poches (fig. 104), formant eux mêmes des poches emboîtées à l'intérieur des formations argileuses à silex, ce qui entraîne une stratigraphie subverticale sur les bordures traduisant à la fois l'affaissement dans la poche de dissolution, mais aussi le colluvionnement préalable de ces sables qui ont rempli progressivement la cavité. Cependant, comme à Fiennes, la poche peut être dissymétrique et l'ensemble sableux tapisser l'une des parois (fig. 50), ce qui s'observe d'ailleurs dans le cas de poches affectant le Landénien en place (carrière de la Loisme, Artois).

Les sables contenus dans les poches du Haut Boulonnais présentent deux types principaux de faciès :

- sables jaunâtres ou blanchâtres (2,5 Y 7/4), parfois avec granules de quartz, dont la fraction sableuse est presque exclusive (éch. 738, 252, 64, 65) ;

	% 2000 μ - 50 μ	% 50 μ - 20 μ	% 20 μ - 2 μ	% < 2 μ
éch. 738 Lottinghen	92,55	0,45	2	5
éch. 252 Fiennes	96,60	0,70	0	2,7
éch. 727 Lottinghen	63,60	0,90	4	31,5
éch. 736 Lottinghen	42,60	2,60	5	50
éch. 741 Lottinghen	57,60	2,40	10	30

- sables rougeâtres (2,5 YR 4/8 à 5 YR 5/8), parfois bigarrés de jaune, plus ou moins argileux (éch. 727, 63, 66, 251) avec des petits éclats de silex ou galets altérés, dispersés dans la masse.

Aussi bien à Fiennes qu'à Lottinghen, le sable blanchâtre meuble se trouve en poche contournée au milieu du sable rougeâtre. Dans les deux cas également les petits galets de silex altérés sont abondants, surtout en liseré à la bordure de la poche de sable franc, et dans la couche argilo-sableuse à silex sous-jacente et latérale (éch. 736). Ces petits galets ovoïdes conservent parfois la trace d'une patine gris-bleuâtre et sont de la même famille que ceux du plateau de Ramusaut et des Noires-Mottes. Dans la formation argilo-sableuse à silex sous-jacente, ils sont mêlés à des rognons de silex issus directement de la craie et à des silex verdis (faciès typique de la base du Landénien). La présence de ces derniers indique bien que nous avons affaire à un remaniement de la formation landénienne, comme le pensait A. BRIQUET (1910) pour la carrière des fours à chaux de Fiennes. Mais si ce gisement est à une altitude relativement basse (158 m), celui de Lottinghen se trouve au niveau même du sommet du plateau (190 m) comme les dépôts semblables du Mont Hulin (E de Desvres) et l'Eperche (SE de Samer) qui jalonnent la crête méridionale de la cuesta boulonnaise et qui ont, pour cette raison, été rapportés au Landénien (A.P. DUTERTRE, 1922).

Les caractères granulométriques des fractions sableuses des échantillons de Lottinghen (738 et 727) et de Fiennes (252) sont très semblables ($M_d = 0,1$ mm et $Q_d^{\phi} = 0,19$) et se comparent aisément au substrat des Noires-Mottes (éch. 56). L'excellent classement se retrouve d'ailleurs dans les courbes granulométriques des fractions sableuses de la formation argilo-sableuse à silex sous-jacente (éch. 736) et d'un sable argileux rouge jaunâtre (5 YR 5/8) tacheté, hydromorphe qui ravine l'ensemble (éch. 741) à Lottinghen (fig. 55).

Si le sable rougeâtre de Fiennes (éch. 251) est un peu moins bien classé et légèrement plus grossier, il présente un faciès marin que confirme la morphoscopie et la composition (glauconie et mica) et s'interprète aisément comme un sable éocène. L'altération se manifeste en particulier par la part importante de grains picotés et l'apparition de concrétions ferrugineuses aux fortes dimensions (au-dessus de 0,5 mm), caractères que l'on retrouve toujours dans les sables rubéfiés. C'est le cas du sable graveleux ferrugineux (éch. 249) formant un niveau contourné dans la masse d'un sable jaunâtre à Fiennes. Mais le triage très mauvais ($Qd\varphi = 1,06$) et le mélange morphoscopique, montre qu'il s'agit d'un remaniement colluvial. Ce type présente les caractères propres aux niveaux graveleux "diestiens" ou aux matrices de cailloutis.

3 - 3 Le Pays de Licques.

Les plateaux bordiers de la dépression du Pays de Licques qui maintiennent vers l'E des altitudes importantes (160 à 180) sont particulièrement riches en témoins sableux, associés à des granules de quartz et à des silex altérés (plus rarement à des grès ferrugineux), interprétés comme "diestiens" (J. GOSSELET, L. DOLLE et P. PRUVOST, 1910) ou "sédiments pauvres" (A. BRIQUET, 1910a) (fig. 54).

L'observation de ces formations dans les "trous à sable" du Van-tu d'Alembon (alt. 185) et du Bois de l'Abbaye (Alt. 179), au NW de Licques (feuille Guines 1/25 000, 5-6, $x = 567,4$; $y = 344,15$ et $x = 569,6$; $y = 345$) montre qu'il s'agit de sables proches de la surface, piégés dans de vastes poches de la craie et que leur extension jalonne les inflexions altimétriques du plateau entre 200 et 160 m. Il s'agit en effet toujours des mêmes types de sables, semblables à ceux de Fiennes et de Lottinghen, soit sables blanchâtres très purs (éch. 64,65,68) ou jaunâtres (éch. 61,62), soit sables rougeâtres

(éch. 63,66,69). Comme précédemment l'altération des éclats de silix accompagne les sables les plus colorés.

Tous ces sables présentent le même faciès granulométrique (fig. 55), très proche de celui des échantillons de Lottinghen. Ils sont légèrement glauconieux et micacés et ont un faciès morphoscopique simple avec une proportion de grains usés-luisants importante dès 0,3 mm. La courbe des NU tend à s'infléchir au dessus de cette dimension, comme dans les sables yprésiens, parallèlement la proportion de grains de quartz diminue rapidement au profit d'éclats siliceux blanchâtres et de concrétions. Les ronds-mats sont toujours présents en faible quantité, parfois légèrement remodelés en grains luisants ce qui indique une colisation antérieure au dernier façonnement. Enfin, comme dans les formations du Haut Boulonnais, l'aspect picoté est notable dans les sables rubéfiés. En dehors de ce dernier caractère, il n'y a pas de différence nette entre ces sables et ceux de l'Eocène.

Il en est de même pour la composition en minéraux lourds (fig. 39). Comme les échantillons des Noires-Mottes, ceux de Fiennes, du Venton d'Alembon et du Bois de l'Abbaye ont un cortège caractérisé par l'importance des minéraux ubiquistes (57 à 77 %) avec prééminence très forte du zircon (46 à 66 %), par la proportion notable des minéraux titanés où l'emporte toujours le rutilé et la faible place occupée par les minéraux du métamorphisme qui, en général, sont dominés par la staurotide alors que l'andalousite peut manquer. Le grenat est à peu près totalement absent. Les oxydes de titane semblent être de néogénèse, ce qui s'expliquerait par la diagénèse subie par les sables (communic. person. M. TERS). Dans l'ensemble, le cortège minéralogique de ces sables est identique à celui des formations landéniennes et yprésiennes analysées.

Ce type de formations sableuses jalonne l'auréole du plateau (alt. 200 à 160 m) qui entoure la dépression du Pays de Licques, (Bois

de Licques, Bois de Courtebourne, Bois de Clerques, Quesques, Bois de Court Haut, Fromental, E de Journy, La Raiderie). A la Raiderie (cf. M. DUPONT, 1958), un affleurement de sable blanc et rougeâtre est encore visible à l'entrée du Bois Ruiné ($x = 578,55$; $y = 335,35$; $z = 185$; feuille Deavres 1/25 000 n° 3-4) : il s'agit d'un sable assez franc (fraction sableuse = 84,50 %), moyen ($Md = 0,3$ mm) et bien trié ($Qd\varphi = 0,33$). Le lieu dit "Le Sablière" sur un promontoire voisin indique la fréquence de ces placages sableux, autrefois exploités.

Plus insolite par son altitude est le gisement de La Chapelle Saint Louis (ruiné), au NW de Guémy (feuille Guines 1/25 000 n° 7-8 ; $x = 577,5$; $y = 345,65$; $z = 120$) qui occupe l'extrémité orientale de la crête N du Pays de Licques au niveau de la fermeture de la dépression. Signalé pour la première fois par A. BRIQUET (1906), ce dépôt qui tapisse une poche de la craie présente un faciès reconnu comme typiquement "ciestien" (J. GOSSELET et al. 1910). La coupe n'est malheureusement plus observable dans son ensemble. Il s'agit de sables roux avec blocs de grès ferrugineux usés et rares petite galets altérés, sans stratification. L'échantillon analysé par M. DUPONT (1958) était un sable assez franc (fraction sableuse : 82,1 %), moyen ($Md = 0,24$ mm), bien trié ($Qd\varphi = 0,34$), très proche de celui de la Raiderie. Le sable (éch. 70) que j'ai prélevé près de la partie crayeuse est nettement plus argileux (fraction sableuse : 62 %). Plus fin ($Md = 0,145$ mm), il est aussi plus mal trié ($Qd\varphi = 0,48$) ce qui s'accorde avec la présence de nombreux débris grossiers (grès ferrugineux, rognons de silix cassés, un galet altéré) (fig. 56). Comme pour la formation des Noires-Mottes, l'analyse morphoscopique révèle un mélange intense de types de grains de quartz dont beaucoup sont picotés. Il est d'ailleurs difficile de faire la part du façonnement éolien et de l'altération chimique. Le cortège des minéraux lourds est assez semblable à celui des autres sables de la région si ce n'est une plus forte proportion de rutil, rencontrée également dans certains sables yprésiens.

Il s'agit donc avec les sables de Guémy, dont les caractères sont proches de ceux des Noires-Mottes, d'une formation plus complexe que les sables de Lottinghen ou du Ventu. Ils en diffèrent surtout par l'importance des remaniements et de l'altération, l'origine du matériel étant semblable. Les grès ferrugineux qui existent localement sur le plateau occidental (Ventu, Boursin), sont ici particulièrement abondants sous forme de blocs usés, comme dans les formations de pente de la forêt de Tournhem (alt. 70 m) et dans les alluvions anciennes de la Hem à Zouffques. Ainsi le gisement de Guémy paraît bien un remaniement ultérieur d'une formation d'altération élaborée à partir des sables éocènes sur le plateau.

Conclusion

Les différents critères envisagés incitent donc à une même conclusion : les sables du Haut Pyas occidental, piégés dans les poches de la craie du plateau aux altitudes culminantes, résultent du remaniement et de l'altération des sables éocènes, surtout landéniens. Il n'y a pas lieu de distinguer, quant à l'origine du matériau, les dépôts de la crête méridionale du Boulonnais de ceux du plateau septentrional et du Pays d'Licques. Le jalon qui manquait à J. GOSSELET (1910) est fourni par le gisement de Lottinghen.

C'est le même type de formation qui parsème le plateau du Haut-Pays de puis le Boulonnais jusqu'à la région de Laïres. Dans l'arrière pays de Lumbres (bassin supérieur de l'Aa), ces sables sont visibles au hasard des anciennes exploitations, comme l'ont montré les levés de la carte de Desvres effectués dans le cadre d'un stage des étudiants du Laboratoire de Géomorphologie de Lille (par exemple : S de Coulomb, feuille Desvres 1/25 000, n° 3-4 ; x = 577,2 ; y = 332,8 ; z = 177). A la suite de A. POTIER (1879), A. BRIQUET (1910a) a montré leur extension sur le plateau au S de l'Aa, au niveau de la ligne de partage des eaux (Horly), et à l'E de la Haute Lys, sur le plateau de Laïres. Au

delà, vers le SE, à partir de Fiefs, le même plateau est tapissé de témoins landéniens en place, avec grès quartzites, dont l'importance augmente progressivement. Ce passage latéral montre bien la même origine landénienne de ces dépôts sableux résiduels. Ainsi la Lys supérieure marque grossièrement la limite entre deux unités du plateau du Haut Pays : l'une, au SE, où le Landénien est largement conservé, à peu près en place (Artois, Cambrésis) ; l'autre, au NW, où il a été remanié et altéré. La lacune qui était apparue dans la reconstitution paléogéographique de l'extension du Landénien se trouve ainsi comblée ; c'est un point essentiel également pour la définition géomorphologique de la surface de l'ensemble du Haut Pays.

Il est désormais possible de conclure sur le double problème posés par les "sédiments pauvres" du Haut Pays : l'origine du matériel, ses remaniements et altération. Le matériel est d'origine éocène, essentiellement landénienne. Cela est vrai pour les sables où tous les types granulométriques, ainsi que les granules de quartz, rencontrés dans les formations superficielles existent dans le Landénien marin et continental (cf. J. MANIA, 1971). Cela est vrai également pour les galets qui existent à la fois à la base du Landénien et de l'Yprésien. Si leur fréquence est plus rare à la limite du Bas Pays où l'Eocène est bien conservé, elle devait être plus grande dans le NW du Haut Pays comme le montrent divers indices, en particulier les "galets d'Durton" qui tapissent le plateau entre Lowe et Clarence un amas suffisamment importants pour avoir été érigés en unité stratigraphique sur les anciennes feuilles géologiques d'Arras (POTIER, J. GOSSELET) et qu'on retrouve en abondance dans la cailloutie quaternaire du Boisdès-Damus près de Béthune. D'une façon générale, les galets de forme variée sont abondants dans les caillouties pléistocènes tout au long de la bordure artésienne, surtout dans le "diluvium des plateaux" (J. GOSSELET, 1920a ; J. LORIE, 1921) et dans la région de la Lys, de la Clarence et dans le SW du Houtland (fig. 54). Ces données renvoient au problème de la paléogéographie du début de l'Eocène et confirment la permanence de l'individualité du Haut Pays depuis cette époque.

Sa partie Nord occidentale a cependant connu une évolution particulière par suite d'une émergence précoce qui a notamment provoqué l'absence de la sédimentation argileuse yprésienne et d'un débilalement local de la couverture sableuse dès la fin du Tertiaire. Ainsi s'expliquent les remaniements et altérations successifs subis par les sables éocènes dans cette partie du Haut Pays. Le fait important est surtout l'altération intense des silex qui affecte les galets, mais surtout les éclats et rognons, comme le notait J. LORIE (1921); il n'a pas été assez insisté sur la présence de ces derniers qui prouvent à la fois une mobilisation de silex dérivés directement de la craie et un remaniement ultérieur à leur altération, comme l'attestent les petits fragments. En regard des silex "cachalonisés" la présence de grès ferrugineux ne représente qu'un type particulier d'altération, dont il n'est pas possible de préciser l'importance et la plus ou moins grande continuité, puisque les témoins sont à l'état de blocs remaniés, en dehors des Noires-Mottes. Il est d'ailleurs important de constater que ces débris, toujours plus ou moins usés, parfois associés à des sables eux-mêmes très ferrugineux, occupent surtout une position aval par rapport à l'axe artésien. Ce schéma est particulièrement réalisé dans le Pays de Licques où les fragments de grès et poudingue sont plus fréquents vers l'E de la dépression (fig. 54). Il s'agit d'une assise démantulée, ayant subi un certain transport au cours de remaniements successifs. Il s'agit aussi d'une formation appauvrie en silex altérés, les plus friables ayant disparu.

Les sables du Haut Pays (type Lottinghen), de facture peu "diestienne", avec quelques éclats de silex altérés, mais sans grès ferrugineux, représenteraient davantage une altération sur place de l'Eocène. Dans leurs gisements actuels, tous ces sables montrent un remaniement local lié à leur descente dans les poches de dissolution de la craie, phénomène qui pour l'essentiel est d'âge quaternaire. L'altération de ces sables rouges et blancs, différente de celles des sables fauves du "Diestien" typique, les en distingue nettement. Elle s'apparente au

contraire à celle que l'on observe dans les sables éocènes sur le versant des Monts du Flandre, sous le manteau colluvial sableux et limonneux en contre bas du "Diestien" en place. Ceci milite pour lui attribuer un âge plus récent, fin tertiaire ou Quaternaire ancien, cette approximation étant liée à l'absence de dépôts caractéristiques du Pléistocène inférieur, fait fondamental qui est l'obstacle majeur à une solution satisfaisante du problème stratigraphique et paléogéographique du Néogène.

Les formations sableuses du Haut Boulonnais et de ses annexes constituent donc un ensemble complexe de remaniements et d'altérations à partir d'une couverture éocène encore importante, du moins sur les éléments de plateau actuellement conservés, au dessus de 140 - 160 m d'altitude.

4 - CONCLUSION GENERALE SUR LE "DIESTIEN"

À de nombreux égards, les problèmes posés par le "Diestien" dans une région bordière du bassin nordique ressemblent à ceux du Landénien où ont été distinguées une phase marine transgressive et une phase continentale avec altération. Aux mêmes difficultés de la reconstitution paléogéographique s'ajoutent celle des datations, rendues plus délicates, par l'absence de points de repères précis aussi bien antérieurs que postérieurs, à un moment de l'histoire géologique où l'exigence chronologique devient plus étroite. En liaison avec les données du bassin belge, il faut donc distinguer la question de l'extension de la mer "diestiennne" et celle qui concerne le "Diestien" continental.

1) Le problème de l'extension de la mer "diestiennne"

Si la présence du Diestien marin est établie dans les collines de Ronaix et, en se fondant sur les anciennes observations, dans les Monts du Flandre, il n'est pas possible de prouver son ex-

tension au delà. La formation des Noires-Mottes s'interprète plutôt comme un remaniement continental des formations éocènes. A Plus forte raison ne trouve-t-on aucune preuve d'une transgression néogène sur le Haut Pays. Le faciès du "Diestien" étudié au Mont des Cats se rattache au faciès continental supérieur de la formation. Il faut cependant se demander si celui-ci ne remanie pas la formation marine néogène originellement plus étendue.

Parmi les composantes lithologiques du "Diestien" des Monts de Flandre, l'élément le plus important est constitué par les gros galets globuleux. En effet, le reste du matériel (sables, granules de quartz, petits et moyens galets patinés) existe déjà avec des caractères identiques, dans la série éocène à divers niveaux. Rappelons que pour la fraction graveleuse, outre le Landénien et l'Yprésien, l'Eocène moyen et supérieur dont la paléogéographie est particulièrement complexe au niveau même des Monts de Flandre, comporte plusieurs graviers de base avec sables grossiers et granules de quartz, laiteux ou hyalin (E. DELVAUX, 1885 ; M. LERICHE, 1921 a). Les petits et moyens galets patinés sont surtout connus à la base du Landénien et dans l'Yprésien inférieur avec des tailles variables atteignant le volume d'un oeuf de poule (E. DELVAUX, 1892 ; J. LORIE, 1921). S'ils sont rares dans l'Eocène moyen et supérieur, cela peut tenir à la position actuelle des restes observables de ces étages dont les limites littorales sont difficiles à fixer. Dans toutes les formations quaternaires du Nord, ces galets sont présents et leur attribution systématique à une transgression néogène, en dehors de tout autre critère, comme cela a parfois été avancé (J. CORNET, 1904) ne peut être retenue.

Par contre, les gros galets globuleux du "Diestien" constituent un élément insolite, inconnu dans la série tertiaire antérieure où

les filiations de galets peuvent être suivies, en particulier entre le Landénien et l'Yprésien. Or ces gros galets, associés d'ailleurs à des rognons comme le signalait déjà J. LORIE, qui impliquent un apport nouveau direct à partir des silex de la craie, n'existent que dans la partie moyenne et supérieure de la formation "diestienne" (Diestien continental). Les dépôts inférieurs marins des Collines de Rensix (sables glauconieux avec un niveau basal de petits galets) ne comportent pas de tels éléments et ils indiquent au contraire que la mer "Diestienne" s'est étendue dans des conditions semblables aux transgressions antérieures. Dans l'hypothèse où ces gros galets appartiendraient eux-mêmes à un cordon littoral de la mer diestienne, cela impliquerait un changement radical au cours même de cette phase marine néogène des conditions paléogéographiques. Si l'on se reporte à des modèles plus récents (pléistocène et holocène) également proches, de telles accumulations de galets de gros calibre, au demeurant typiquement marins, s'expliquent par leur relation avec une falaise crayeuse. C'est le cas aussi bien du banc pléistocène du Coulogne en continuité avec la falaise morte de Sangattu ou du banc flandrien des Pierrettes prolongeant le même littoral crayeux (cf. 5ème partie). Dans ce dernier cas surtout, mieux conservé, l'accumulation de galets disparaît au delà d'une certaine distance du littoral crayeux pour se transformer progressivement à partir de Marck en un banc sableux. Or, dans le cas de la mer néogène rien ne permet de prouver l'existence d'un littoral quelque peu escarpé. Même en reportant l'existence d'un tel littoral au niveau de la Manche (ce qui est bien hypothétique) ou en Angleterre où les interprétations morphologiques de S.W. WOOLDRIDGE et D.L. LINTON (1939) ont été fortement discutées (cf. Ph. PINCHEMEL, 1954 ; Geological Survey of Great Britain 1966) il résulterait à expliquer l'extension de ces cordons de gros galets à travers la Flandre, alors même qu'ils manquent aux Neiges-Mottes.

Il n'est donc pas possible de fixer avec précision l'extension de la transgression marine néogène au delà de l'axe des Monts du Flandre, vers le S ou vers l'W. On retrouve la même incertitude que pour l'Eocène moyen et supérieur dont l'extension paraît s'être inscrite dans une aire comparable. Ainsi, alors que de l'Oligocène au Miocène moyen (Anversien) les littoraux étaient reportés à la bordure N du massif du Brabant, la transgression de la fin du Miocène aurait réenvahi le même bassin qu'au Bartonien, ce qui correspondrait à un dernier effacement momentané du massif paléozoïque (fig. 33). La régression est tout aussi rapide puisqu'au Pliocène (Scaldisien), à la limite plio-quadernaire (Merksémien) et au Pléistocène inférieur (Tiglien et Warlien des Argiles de la Campine); la mer se cantonne de nouveau dans la région d'Anvers et la Campine (2ème symposium sur la stratigraphie du Néogène de la Mer du Nord, Gand, 1961 ; S. VAN DER HEIDE et W.H. ZAGWIJN, 1967 ; R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1970). Le dernier stade du bassin nordique, marqué par la subsidence néerlandaise, est désormais établi (fig. 34).

Du profonds changements dus à des mouvements de bascule ont donc affecté le bassin nordique à partir du Miocène, provoquant l'inondation de la mer "diestienne" et se manifestant par des modifications rapides de lignes de rivage dans le Nord de la Belgique où cette instabilité s'accompagne de mouvements de subsidence (Campine) et de failles (Limbourg) (P. FOURMARIER, 1954), pulsations et rejeux mis également en évidence aux Pays-Bas (A. THIA-DENS, 1964). Parallèlement, les conditions de sédimentation se modifient avec développement de faciès continentaux en Belgique dès l'Houtholénien qui serait l'équivalent du Burdigalien (symposium de Gand, 1961). Mais dans la région du Nord de tels faciès ("Diestien" continental) ne peuvent être datés qu'à partir du Miocène supérieur.

Les données chronologiques sont cependant dans la dépendance de la révision stratigraphique du Néogène marin nordique, laquelle pose encore des problèmes. Des analyses récentes (radiométrio, microfaune) tendraient à vieillir les sables d'Edgum (Anversion) et à les placer dans l'Oligocène (Ch. POMEROL, 1972 ; H.J.F. HOYBERGHS et F.J.C. DE MEUTER, 1972). Les déterminations chronostratigraphiques et les corrélations entre séquences marines et continentales sont parfois discutées à courte distance dans le Bassin belge septentrional. A plus forte raison cela laisse-t-il subsister beaucoup de problèmes pour une formation dont l'extension est supposée et l'appellation "diestienne" maintenue en raison de sa commodité (cf. Symposium de Gand, 1961). Plus encore, les corrélations entre bassins différents sont-elles aléatoires et ne peuvent servir de support au raisonnement géomorphologique comme l'idée ancienne, trop simple, d'une transgression néogène généralisée dans l'Europe du NW. En Angleterre, le Néogène marin bien daté concerne la série des Craggs avec le Coralline Crag, considéré comme pliocène ; la formation des Lonham Beds pose les mêmes problèmes que le "Diestien" (G. WEST, 1972, 1968). Dans l'W du bassin de Paris, les attributions des diverses formations néogènes au Miocène et au Pliocène restent discutées (Colloque international pour l'étude du Néogène nordique, Rennes, 1965), si l'accord est assez général pour placer le Redonien au Pliocène, formation qui pourrait être corrélée avec le Coralline Crag et une partie du Scaldisien (J.P. MARQUEREL, 1970). C'est encore au Pliocène marin qu'H. ELHAI (1963) attribue les sables sous-jacents aux argiles reuvériennes de la Londe au S de Rouen, qui serait le seul jalon marin néogène entre l'W du Bassin de Paris et le bassin nordique. Il faudrait donc admettre que, dans le cadre des profonds changements qui affectent le Bassin de Paris au Miocène supérieur d'Os au mouvement de bascule qui a la Touraine pour charnière et au mouvement épigénétique qui soulève la partie N et E (Ch. POMEROL, 1967),

l'Artois et son avant pays jouent de nouveau un rôle majeur du charnière à la bordure du bassin nordique où progresse la transgression "diestienne" et que les mouvements tectoniques importants dans le Haut Pays se situent à la limite du Miocène et du Pliocène, au moment où C.KLEIN (1970) place également une "crise sans équivalent dans l'histoire tertiaire antérieur de la France occidentale".

2) Le "Diestien" continental

Les formations superficielles du Haut et du Bas Pays, réunies sous le terme général de "diestien", traduisent en effet surtout l'érosion continentale importante qui accompagne la régression du Miocène supérieur et se poursuit au Pliocène. Comme l'a montré l'étude des gisements, cette érosion a eu pour effet surtout de rompre une couverture sableuse éocène jusqu'à bien conservée dans une morphologie plane. Cependant, la présence des gros galets de silex implique une mobilisation directe des rognons de la caie, sans doute à partir d'un manteau d'altération. Comme sur les plateaux actuels, la couverture sableuse est largement encore conservée, il faut admettre que les silex ont été prélevés surtout aux niveaux des boutonnières qui échancrent le NW de l'axe artésien. Les formations "diestiennes" n'existent en effet que dans la partie NW de la région où, d'une part, la surface tertiaire se développe sur le Turonien, ayant entraîné les crinées à silex, et, où, d'autre part, s'ouvrent une série de boutonnières d'ampleurs inégales (Boulonnais, Pays de Licques, Bassin de l'Aa, Haute Lys, Clarence-Lawe) en liaison avec les conditions de la tectonique artésienne. Cette coïncidence qui permet de comprendre l'origine du matériel, explique l'épandage de la formation "diestienne" sur l'avant pays du Haut Artois jusqu'à la zone des Monts de Flandre où devait se situer un golfe du littoral néogène. L'hypothèse

de ce rentrant du littoral est en accord à la fois avec le plan tectonique (double axe Artois et Carambault-Mélançois) qui se moule sur le massif Cambro-Silurien de Merville, et avec le tracé de la côte pliocène qui semble obéir à un tracé du même type entre l'East Anglia et Anvers.

L'extension des formations continentales "diestiennes" s'inscrit dans un schéma comparable aux épandages pléistocènes ultérieurs qui affectent la même région, comme cette relation a été mise en évidence par J. DE HEINZELIN (1968). Or ces zones d'épandage sont de plus en plus larges en même temps qu'elles sont plus anciennes, relation qui expliquerait les caractères géographiques de l'accumulation "diestienne" à la fois plus étendue, mais déjà localisée en des zones privilégiées au débouché des zones d'ablation. Cependant, contrairement aux dépôts quaternaires, la "Diestien" ne comporte au total qu'une part réduite de silex, ce qui prouve que l'érosion au niveau des boutonnières est restée encore limitée. Les processus de ce vaste épandage à dominante sableuse sont difficiles à déterminer, par suite du remaniement ultérieur qui a affecté les dépôts. A beaucoup d'égards, on se heurte au même problème que celui des sables de Lozère dans le bassin parisien. Des structures fluviatiles nettes ont été cependant observées dans les Monts de Flandre et dans les Collines de Renaix. Les lits de galets impliquent des courants momentanés à forte compétence ce qui peut s'expliquer d'ailleurs par la forte charge en fraction fine que montre l'importance de la matrice de ces niveaux grossiers, caractère qui disparaît progressivement dans les accumulations quaternaires. Il est bien hasardeux de proposer la reconstitution d'un réseau hydrographique néogène organisé comme l'a fait J. DE HEINZELIN (1963), à la suite de J. CORNET (1904), à partir des axes actuels. Un tel réseau ne peut être dessiné qu'au Quaternaire moyen, avec des cônes alluviaux progressivement de plus en plus réduits. C'est donc une pure hypothèse que

de partir de ces axes relativement récents pour reconstituer un réseau fini-tertiaire, surtout au niveau du Bas Pays. Il est par contre possible d'admettre que, dans le Haut Pays, les boutonnières ayant été les zones d'ablation du matériel accumulé en bordure du bassin, les axes hydrographiques suivants étaient préformés : Hem, Bléquin-Aa, Aa supérieure et Lys (indifférenciées), Clarence et Lawe (indifférenciés). Seuls des arguments topographiques, assez minces en l'absence de dépôts corrélatifs, permettent de supposer un drainage, limité d'ailleurs, de la partie septentrionale du Boulonnais (col. de Landrethun à 114 m) vers le Pays de Guines et de la partie orientale (Haute Liane, col d'Escocouilles à 136 m) vers le Pays de Licques (Ph. PINCHEMEL, 1954).

Une relation du même ordre peut être établie, dans l'E de la région, entre le "Diestien" des collines de Renaix et une zone d'ablation située dans le Hainaut (région de Bavai) où la surface infralandénienne s'inscrit également sur le Turonien avec un conglomérat de base particulièrement développé.

C'est en ces points du Haut Pays, déjà dégagés de leur couverture sableuse, que devait exister un manteau d'altération de la surface crayeuse élaboré à partir des craies à silex sénonienne et turonienne, "argile à silex" qui était alors beaucoup plus développée dans les régions crayeuses du Bassin de Paris (H. ELHAI, 1963, C. KLEIN, 1970). Dans la région du Nord, ce n'est en effet qu'à la bordure de la boutonnière boulonnaise que l'on rencontre des formations argileuses à ^{comparables} silex, leur mode de gisement actuel étant d'ailleurs comme pour les sables associés, dû à des remaniements ultérieurs. Dans ces formations les rognons de silex sont parfois fortement altérés et cela permet d'avancer l'hypothèse que les silex prélevés dans cette altérite fournissaient un matériel relativement facile à émousser par l'agent fluvial comme semble le montrer le comportement du matériel siliceux en milieu tropical

(cf. M. BOYE, 1960). Ainsi s'expliquerait en partie le faciès globuleux des galets "diestiens". Dans la formation des Monts du Flandre, on observe l'altération postérieure à la sédimentation car les galets pourris n'auraient pu résister à un transport. Mais d'une façon générale, on note aussi que l'altération du silice est propre aux gros galets sans patine ou aux rognons à cortex, perméables, alors qu'elle est rare ou absente sur les galets à patine du type galets marins éocènes, ce qui explique la bonne conservation de ces derniers.

L'altération intense des galets diestiens, postérieure au dépôt, permet de fixer l'âge tertiaire de la formation car ce caractère disparaît dans le Quaternaire. Comme le phénomène caractérise la partie inférieure de la formation riche en lits de gros galets, il correspond à une phase relativement ancienne (fin du Miocène) aux conditions climatiques encore chaudes et humides. Les grès sont beaucoup moins significatifs car ils existent à tous les niveaux de la série tertiaire (A. LEDOUX, 1910 , 1911); et ils plaident plutôt en faveur de phénomènes d'altération en rapport avec le balancement des nappes phréatiques anciennes qui ont pu jouer à des périodes variées (R. JAVERNIER, 1954 a). Les caractères pédologiques du "Diestien" ont été rapprochés de ceux des ultisols du SE des Etats Unis (sols rouges et jaunes podzoliques). Cela s'accorde avec le climat subtropical déduit de l'étude des pollens qui évoque la flore du SE de la Chine pour le Miocène de l'Europe occidentale, mais moins avec la détérioration climatique qui caractérise le Pliocène (T. VAN DER HAMMEN, T.A. WILMSTRA et W.H. ZAGWIJN, 1971), on peut donc penser que le dépôt "diestien" des Monts s'est réalisé pour l'essentiel à une phase relativement ancienne du Néogène, Miocène plutôt que Pliocène. Il reste à tenter une recherche palynologique dans les niveaux argileux pour préciser éventuellement la stratigraphie. La découverte de pollens néogènes faite dans un niveau weichsélien de la région lilloise montre

que des témoins de la flore ancienne ont subsisté et ont pu être rameniés jusqu'à une période très récente du Quaternaire. En effet, à Lambersart, Mme A. LEROI GOURHAN a déterminé dans le niveau de Kesselt (DeneKamp-Stillfried B), à la base du loess de couverture, la présence de nombreux pollens tertiaires mêlés aux pollens quaternaires - (Pinus haploxylon, Engelhardtia, Ginkgo, Cedrus, Carya, Castanea-type, Podocarpus, Tsuga, Nyssa, Liquidambar, Elaeagnacée, Tilia, Tricolporites) dont l'association suggère un âge néogène plutôt ancien (Miocène) par suite de la relative importance de Pinus haploxylon, Engelhardtia et Ginkgo.

Si l'âge miocène supérieur paraît pouvoir être maintenu pour le "Diéstien", il est intéressant de constater que cela correspond à l'un des premiers refroidissements, marqué par une brusque extinction de flore à la limite du Miocène moyen et du Miocène supérieur, qui inaugure une évolution climatique avec alternances, comparable par son rythme à celle de la période pléistocène. Cette relation climatique paraît particulièrement notable puisque la "Diéstien" est, dans la région, la première manifestation importante d'érosion sous une forme qui annonce les épandages pléistocènes.

3) Le problème de l'héritage morphologique néogène

Si le "Diéstien" des Monts de Flandre jalonne une surface d'accumulation dont les témoins sont réduits dans la région du Nord à l'état de buttes alors que dans le NE de la Belgique elle subsiste en plateaux, il n'est pas possible de retenir l'interprétation de A. BRIQUET (1908*, 1922, 1931) qui distinguait dans le Haut Pays artésien une surface d'érosion micépliocène ayant recoupé la surface infrolandénienne et dont les témoins se retrouveraient sur le plateau d'altitude supérieure à 140 m. Ph. PINCHEMEL (1954) a critiqué cette conception fondée en particulier sur des critères

altimétriques et la restitution de la surface prélandénienne à partir de la carte tectonique de la crasse (niveau-repère de l'argile à arborisations vertes du Turonien moyen); il a montré que la cartographie de la "facette" néogène de A. BRIQUET (1931) n'était qu'une parfaite transposition de sa carte structurale, la surface prétertiaire disparaissant chaque fois qu'un pli anticlinal ôlève le niveau repère du Turonien, et qu'il y a souvent une relative coïncidence des deux surfaces surtout dans l'Artois oriental (au N d'Arras). Dans cette région artésienne, la présence abondante de Landénien en place, simplement descendu dans des poches de dissolution quaternaires, est l'argument décisif pour considérer que la surface du plateau dérive directement de la surface infralandénienne. Il en est de même dans la partie NW du Haut Pays (fig. 54) au delà de la Lys, à cette différence que dans ce secteur du plateau la surface infralandénienne était en voie d'exhumation dès la fin du Tertiaire. La surface infralandénienne est donc la surface fondamentale de l'ensemble du Haut Pays crayeux du Nord. Il n'est même pas nécessaire de faire appel à la notion de polygénisme tertiaire puisque la couverture éocène est largement encore présente. S'il en va différemment dans les régions crayeuses du Bassin de Paris, les conclusions paléomorphologiques générales sont identiques avec l'évidence d'une "surface tranquille dont l'allure d'ensemble est acquise au début du Tertiaire et qui se maintient telle, à peu près jusqu'au Pliocène" (H. ELIAI, 1963) et, avec une conception différente quant à l'origine du l'aplanissement, d'une évolution acyclique assurant la persistance de la planité héritée de la régression fini-crétacée jusqu'à la dissection qui commence au Miocène (C. KLEIN, 1965, 1967, 1970).

Il reste à préciser à la fois l'importance et les conditions de la dégradation karstique de cette surface infralandénienne qui à l'origine était dépourvue de poches et d'argile à silex (cf. chap.2),

pour expliquer son modelé actuel. Cela ne pourra être atteint que par le détour d'une démarche régressive permettant d'apprécier le bilan morphologique du Quaternaire. Parallèlement, cette méthode est la seule possible pour tenter de reconstituer l'importance du modelé de dissection plio-pléistocène et son héritage éventuel dans les formes actuelles.

3 ème Partie

LES FORMATIONS LIMONEUSES

PLEISTOCÈNES

Malgré l'importance de la couverture des formations quaternaires dans la région du Nord de la France, la connaissance de la stratigraphie de ces dépôts était beaucoup moins avancée que celle du substrat. Il s'agit en effet d'une recherche géologique qui pose des problèmes précis et particuliers quant à ses objets et à ses méthodes et qui a manqué d'adeptes, pour la région, dans un passé assez récent. C'était donc en grande partie un véritable défrichage qu'il fallait faire, par un travail de terrain, en liaison avec les recherches et les résultats obtenus dans les parties voisines de l'Europe du Nord-Ouest, tout en ayant conscience de la spécificité des problèmes régionaux et locaux posés par l'étude des limons quaternaires.

Autant est-il relativement possible pour le géomorphologue d'utiliser les résultats des recherches d'autres spécialistes sur le substrat, autant il lui est nécessaire de s'occuper directement de la stratigraphie du Quaternaire, puisque ces formations superficielles couvrent le modelé et en sont donc corrélatives. En dehors du domaine littoral dont l'étude sera menée ultérieurement dans un chapitre spécial, le Quaternaire continental comporte deux types de dépôts, limons et cailloutis, dont l'intérêt stratigraphique est différent. Par suite de leur grande continuité, les limons sont beaucoup plus propices à une telle recherche qui débouche sur la reconstitution paléogéographique.

Ces formations limoneuses ont donné lieu, dès la fin du siècle dernier, à des tentatives de classification générale et de systématisation stratigraphique, dans notre région qui fut, avec la vallée de la Somme, l'un des berceaux de l'étude du Quaternaire français. Nous partirons donc d'un historique de ces travaux, car les observations anciennes offrent des données toujours actuelles pour la description et l'interprétation.

Les deux aspects principaux de la stratigraphie, chronostratigraphie et lithostratigraphie, s'ils sont solidaires, demandent à être rigoureusement distingués dans la recherche sur le

Quaternaire. Celle-ci, comportant divers thèmes pour un même objet, implique des méthodes diverses. Nous insisterons sur ce problème méthodologique pour exposer ensuite les moyens utilisés dans le cadre de cette étude.

La présentation des résultats de notre recherche stratigraphique distinguera le Pléistocène récent (Derniers Interglaciaire et Glaciaire) et le Pléistocène antérieur. Le premier permet en effet la reconnaissance d'un système stratigraphique grâce à l'existence d'une couverture limoneuse continue visible dans de nombreuses coupes, et les corrélations avec les stratigraphies de l'Europe du Nord-Ouest. Le second est d'une étude plus difficile par suite de la discontinuité des dépôts, et plus encore des coupes, et la moindre conservation de formations proprement limoneuses.

CHAPITRE 1

STRATIGRAPHIE DES LIMONS QUATERNAIRES HISTORIQUE ET METHODES

Un historique des recherches sur les limons du Nord de la France est nécessaire pour faire le point des connaissances et des problèmes ; il permet aussi d'introduire l'exposé méthodologique en particulier à partir de l'oeuvre de J. LAURIERE.

1 - Historique des recherches sur les limons dans le Nord de la France

Trois périodes peuvent être distinguées dans les recherches sur la stratigraphie des limons du Nord de la France :

- la seconde moitié du XIXème siècle et le début du XXème siècle jusqu'à la première guerre mondiale, période d'observations, de recherches, de discussions et déjà de synthèses ;
- la période comprise entre les deux guerres où les études se font plus rares, cas général pour la géologie des formations postérieures à l'Eocène , dans la région du Nord. Certains résultats, acquis au terme d'observations attentives dans la phase précédente, sont même négligés, voire oubliés, au profit de conceptions théoriques ;

- la période qui suit la dernière guerre où l'apport nouveau et décisif est fourni par les travaux menés dans le Bassin Parisien et en Belgique. La désaffection pour la recherche sur le Quaternaire dans le Nord persiste, jusqu'à une date récente, comme en témoigne le caractère assez rudimentaire des observations stratigraphiques concernant les limons dans les notices de la carte géologique.

1 - 1. Etudes anciennes

Après les premières mentions générales sur le Quaternaire régional par MEUGY (1851-1854), ce n'est qu'à partir de 1870 environ que les notes et articles deviennent nombreux et que les problèmes stratigraphiques se précisent.

Dès 1865, J. GOSSELET note l'existence dans le Cambrésis de la superposition d'une argile à briques, d'un loess et d'un diluvium de cailloux roulés ; cette division est reprise par J. LADRIERE (1875), au début de ses recherches, qui attribue au limon supérieur et au limon inférieur les termes populaires de "terre à briques" et d'"ergeron" (terme introduit par CORNET et BRIART, 1867). Ces noms, qui feront fortune et seront utilisés jusqu'à une période récente pour désigner des éléments stratigraphiques fort variés, se réfèrent aux conditions techniques de l'ancienne industrie de la brique qui ne pouvait utiliser que le limon argileux non calcaire (terre à briques) et négligeait le limon sous-jacent considéré comme une mauvaise argile (ergeron) en raison de sa teneur en calcaire (Lexique stratigraphique international, 1957 ; Colloque sur les limons du Bassin de Paris, 1969).

En 1878-1879, un débat important oppose E. CHELLONMEIX et J. ENTLIBER qui, à propos de la tranchée d'Halluin du chemin de fer en construction Tourcoing-Menin, voient dans le lehm et l'ergeron deux limons différents, alors que A. RUTOT et E. VAN DEN BROECK considèrent que les deux font partie du même dépôt, le limon (terre à

briques) résultant de l'altération de l'ergeron avec décalcification et oxydation. Ces derniers y voient comme preuves : le contact de couleur entre les deux couches ; l'absence de lit de galets qui existe , par contre, toujours à la base de l'ergeron ou à la base du limon lorsque l'ergeron n'existe plus ; la constance d'épaisseur du limon. La démonstration sera reprise dans le remarquable mémoire de E. VAN DEN BROECK (1881) sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels (pp. 132-142).

J. LADRIERE, en 1879, après ses études dans le Hainaut et l'Avesnois, tente une première synthèse à partir de la région-type Maubeuge-Bavai en la comparant avec l'Avesnois, le Valenciennois, les collines crétacées du Pas-de-Calais et la région de Lille. Il fait l'inventaire des couches de la stratigraphie régulière en divisant le Quaternaire en deux parties. Il note les variations régionales de faciès en montrant l'influence du sous-sol. Ses coupes insistent sur la dissymétrie des versants, fait qui est mentionné parallèlement par E. CHELICHTER (1879) dans la région de Lens. J. LADRIERE confirme aussi l'absence de séparation entre le lohm et l'ergeron.

Après ses études sur les limons des environs de Bavai (1879 a, 1880 b), d'Hénin-Liétard (1880 a), du Quesnoy (1881), J. LADRIERE retrouve dans la région de Lille (1883, 1885, 1886 a) l'assise inférieure et l'assise supérieure de sa première classification. Il propose en 1886 une nouvelle synthèse en comparant le terrain quaternaire de la vallée de la Deûle à celui du Ford de la France. L'assise inférieure est assez identiquement formée d'un diluvium inférieur, d'un sable grossier quartzeux inégalement représenté, et d'une glaise ou sable bleu à Succinées très générale. L'assise supérieure est globalement constituée d'un diluvium supérieur à E. primigenius, d'un limon sableux jaune clair et d'un limon des plateaux. Si le limon des plateaux apparaît partout avec les mêmes caractères : brun-rougeâtre, argileux, homogène sans stratification, poreux, à structure parallélipipédique, le limon inférieur varie

avec la nature du sous-sol et présente des épaississements et des faciès variables. En général lité, il est fortement sableux dans la région lilloise, mais comporte plusieurs niveaux dans la région orientale (limon panaché, limon doux, limon fendillé, limon sableux jaune clair, limon gris à nodules manganésifères, limon doux jaune d'ocre).

J. LADRIERE confirme aussi en 1886 ses idées sur l'origine fluviatile (crues de fonte des neiges) des limons, idées généralement admises à l'époque. Cependant E. VAN DEN BROECK avait proposé dès 1880 une origine éolienne au limon hesbayen, terme de la classification belge désignant l'ergeron et la terre à briques.

A la suite de découvertes archéologiques, notamment à Vitry-en-Artois (1888 a). J. LADRIERE attribue un âge moustérien à son assise supérieure et un âge chelléen à son assise inférieure.

En 1890, J. LADRIERE publie son importante étude stratigraphique du terrain quaternaire du Nord de la France, qui, après la description des formations dans la région comprise entre la Sambre et l'Escaut, le plateau de la Sambre, la vallée de l'Oise, l'Entre Escaut et Somme, la Somme et la Meuse, fournit l'état définitif de son système stratigraphique. Le terrain quaternaire est désormais divisé en trois assises discordantes représentant trois périodes de formation, chacune étant marquée par une série de dépôts, comparable aux autres, qui constitue une assise géologique. Nous reproduisons le tableau de J. LADRIERE (1890 b, p. 94). (p. 225) qui est d'un intérêt capital pour l'étude des limons dans la partie Nord de la France. Nous le complétons par les variations régionales notées par l'auteur : cette mention est en effet essentielle pour l'interprétation de la classification. L'auteur note que les dépôts d'une même assise peuvent être contemporains ; il précisera ultérieurement dans son étude sur le terrain quaternaire des environs de Mons (1892) que les dépôts se modifient quand on passe des hauteurs vers les vallées, insistant ainsi sur la notion de variations latérales de faciès.

Assises	Unités stratigraphiques	Plateau de la Sambre	Entre Escaut et Sambre	Entre Escaut et Somme	(1)
Supér.	Limon supérieur brun-rougeâtre	Feuilleté au N	Très pur		(a)
	Ergeron : limon jaune d'ocre fin	Doux, calcaire ou non, à veinules (parfois sableuses)		calcaire, lits de granules de craie	
	Gravier supérieur (souvent simple lit de très petits éclats de silex + galets tertiaires + parfois industries moustériennes.	Rare et discontinu			
Moyenne	Limon gris cendré ou blanchâtre avec manganèse ou avec Succinées	Presque continu			(b)
	Limon fendillé (fragments schistoïdes colorés par ocre brun-rougeâtre)	Partout			
	Limon doux jaunâtre avec points noirs	Partout			
	Limon panaché argileux grisâtre avec veines jaunes, très sableux à la base ; souvent nombreuses concrétions ferrugineuses filiformes	Bien développé	Rare		
	Gravier moyen (galets tertiaires et silex, <u>E. primigenius</u> remanié)				
Infér.	Limon noirâtre tourbeux ou tourbe avec Succinées	Fréquent	Rare		(c)
	Glaize gris verdâtre ou bleue, argileuse ou sablo-argileuse + éclats de silex	Couche presque continue texture argilo-sableuse		Lambeaux isolés texture sableuse	
	Sable grossier argileux verdâtre avec quelques éclats de silex	Discontinu			
	Diluvium = gravier inférieur = sable grossier et blocs (<u>E. primigenius</u> , <u>R. tichorinus</u> , <u>Equus</u>)	Peu développé ; cailloux arrondis			

Stratigraphie du Terrain quaternaire du Nord de la France (J. LADRIERE, 1890)

- (1) position topographique : (a) continue des hauteurs aux vallées ;
 (b) parfois absente des sommets ; descend moins dans les vallées ;
 (c) plus restreinte

Les assises n'ont pas, selon J. LADRIERE, la même importance ni le même faciès suivant les régions. Les trois séries sont complètes dans le plateau de l'Escaut et dans la région parisienne ; les formations sont plus irrégulières et les trois assises sont rarement présentes ensemble dans le Cambrésis, l'Artois et la Picardie ; entre la Sambre et l'Oise, l'assise supérieure est faiblement développée. Au contraire, les assises inférieure et moyenne sont très réduites dans la région de Douai (1896 a). Enfin, comme le note J. GOSSELET en 1896, à propos de la carte géologique de Lille, J. LADRIERE n'est pas parvenu à reconnaître clairement ses divisions dans les limons des Flandres où l'assise moyenne paraît manquer, malgré sa découverte qu'il signale à Lille (1890 c).

Dans le détail de chaque assise, les diverses couches sont aussi inégalement représentées selon les régions. Ici à part le secteur flamand qui n'est d'ailleurs pas directement mentionné dans l'étude de 1890, les couches les plus continues sont : dans l'assise moyenne, le limon à points noirs, le limon fendillé, et, à un degré moindre, le limon gris à Succinées ; dans l'assise supérieure, l'ergeron et le limon supérieur.

En 1903, J. GOSSELET s'appuie sur les travaux de J. LADRIERE pour terminer son Esquisse géologique du Nord de la France avec la description des terrains quaternaires. Constatant que le terrain pléistocène du Nord ne montre l'action fluviatile que dans son assise inférieure, il écarte aussi l'hypothèse de l'origine éolienne "pour l'ensemble et même pour la plupart des assises en particulier, le limon gris cendré de l'assise moyenne pouvant peut-être faire exception" ; il considère que les limons, et les graviers qui les accompagnent, sont des résultats d'inondations, de ruissellement de courte durée. Il voit aussi, comme LADRIERE, dans la ressemblance des deux assises supérieures l'influence de deux séries semblables de phénomènes qui se seraient renouvelés à deux époques différentes (pp. 381-383).

Dans son mémoire posthume sur le Hainaut de la Lys (1920 b), J. GOSSELET constate l'absence de limon éolien et discute la classification de A. RUTOT (1897, 1898, 1902, 1904) qui distingue en Belgique les étages moséen, campinien, hesbayen, brabantien (limon supérieur homogène), flandrien.

En 1912, le préhistorien V. COMONT, se fondant sur la chronologie et la stratigraphie des industries néolithiques et paléolithiques de la Somme, reprend la classification de J. LADRIERE en la modifiant. Il précise en effet que le loess récent comporte trois ergerons dont l'inférieur est le limon gris-cendré de LADRIERE. Il insiste sur l'importance du limon roux ou limon fendillé qui marque la partie supérieure du loess ancien. Quant au mode de formation de ces limons, il les considère dus en grande partie au ruissellement auquel s'ajoute une certaine influence éolienne.

V. COMONT voyait dans l'Hesbayen une subdivision du loess récent. A. RUTOT (1919, 1922) précise définitivement sa classification avec, au-dessus du Quaternaire moyen, un Hesbayen (limon stratifié) et un Brabantien (limon poudreux).

En 1924, dans sa thèse sur les terrains quaternaires du Nord de la France, G. DUBOIS consacre un chapitre à la position stratigraphique des limons où il critique la classification de LADRIERE basée sur des caractères lithologiques et celle de COMONT accordant à l'archéologie une valeur prépondérante.

G. DUBOIS considère que les limons du Nord sont des formations issues principalement de la désintégration et du remaniement à faible distance du socle pré-quaternaire (p. 293). Il lui paraît dès lors illusoire de vouloir leur fixer un âge : le caractère lithologique d'un limon n'indiquerait nullement son âge géologique. Il admet cependant deux séries principales formées de couches hétérogènes : une série ancienne et une série dite récente. Appliquant le système chronologique des niveaux marins reliés aux terrasses

fluviatiles, en particulier dans la Somme, il estime que les limons des assises inférieure et moyenne de LADRIÈRE peuvent être datées du Milazzien, du Tyrrhénien, du Monastirien ou du Flandrien. Seule la série supérieure des ergersons serait flandrienne (début du Flandrien), contemporaine de l'Assise d'Ostende.

En 1925, G. DUBOIS applique cette théorie à la Plaine de la Lys où'il définit comme une basse terrasse monastirienne.

1 - 2. Etudes récentes

La publication de G. DUBOIS marque l'arrêt des études systématiques sur le Quaternaire du Nord. Si F. BORDES (1947) évoque les types de limons du Nord dans sa communication sur les limons du Bassin de Paris classés selon leur origine (cf. G. DUBOIS, 1931), les autres études ne concernent que des points particuliers.

Quelques coupes sont décrites, surtout dans les formations alluviales : à Mont-Saint-Eloy (G. DUBOIS, 1922), aux environs de Solesmes (M.J. GODON, 1926), dans les alluvions de la Deûle (R. DEHEE et G. DUBOIS, 1927), dans une terrasse de la Lys (G. DUBOIS, 1926), dans les alluvions de la vallée de l'Escaut et de la Scarpe (J. GOSSELET, 1921a; A. IEQUEUX, 1934), dans la vallée de la Deûle (G. MATHEU, 1940-1945). G. DELOFFRE et G. WATERLOT (1952, 1954) montrent des phénomènes de cryoturbation dans les limons de la plaine de la Lys et l'importance de la masse de craie solifluée dans la vallée de la Sensée. A. BOUTE aborde le Quaternaire avec le remblaiement des vallées de Lille (1955), l'épaisseur de la craie solifluée dans le Nord (1956) et le sous-sol d'Annappes (1966).

Dans une thèse de doctorat d'Université de Paris, H. BERTOUILLÉ (1963), étudie le Landénien et le Quaternaire de l'Artois, dans la région de Béthune-Bruay. Faisant l'inventaire des types de cailloutis, des formes de cryergie, des paléo-pédogénèses, des loess et des industries, l'auteur conclut à un long hiatus entre les cailloutis du Quaternaire ancien et les témoins de la pédogénèse

ferruginisante du Mindel-Riss qui se développe dans les sables landéniens remaniés. Des solifluxions caillouteuses de versants seraient imputables au Riss. En dehors d'une trace de limon panaché-fendillé identifié avec le sol de Riss-Würm, les seuls loess observés sont würmiens. H. BERTOUILLE retrouve les trois loess würmiens, rarement associés d'ailleurs, et estime que le loess moyen est le mieux représenté avec un lehm bien développé. Le loess supérieur manquerait souvent alors que le loess inférieur, érodé, serait fréquent et caractérisé par de nombreux points noirs. L'auteur propose une histoire climatique de la dernière période glaciaire avec les oscillations suivantes :

- froid humide : solifluxion de blocaille ;
- froid sec : dépôt du loess W 1 ;
- tempéré : lehmification du loess W 1 ;
- tempéré à froid humide : ravinement et faible solifluxion ;
- froid sec avec oscillations : dépôt du loess W 2 ;
- tempéré humide (long) : lehmification du loess W 2 ;
- froid humide (court) : solifluxions localisées ;
- froid sec : dépôt du loess W 3 .

L'auteur s'inspire dans sa classification des travaux menés dans le Bassin de Paris, en particulier de F. BORDES (1952, 1953). L'industrie trouvée est archaïque et constituée d'éclats atypiques remaniés.

La thèse de R. PAEPE, géologue belge, est consacrée à l'étude des dépôts quaternaires de la Plaine de la Lys de part et d'autre de la frontière (1963). Les profils de briqueteries sont décrits avec minutie, à partir de longues coupes réelles dessinées avec une échelle des hauteurs égale à celle des longueurs. La granulométrie et la détermination des minéraux lourds complètent les levés de terrain. Les observations faites au Nord de la Plaine, en Belgique (Poperinge, Zonnebeke, Rumbek) permettent de comparer les limons des plateaux à ceux de la Plaine proprement dite (Floegsteert, Warneton, Armentières, Frelinghien, Deûlémont, Quesnoy-sur-Deûle). Tenant compte ainsi des variations régionales, R. PAEPE établit une

échelle stratigraphique générale. Les limons anciens, généralement absents ou mal conservés sur les collines, sont partout présents dans la Plaine. Ces dépôts rissiens se subdivisent en deux limons, l'un sableux gris-verdâtre, l'autre lourd, gris-bleuâtre, gleyfié ; ils sont séparés par une zone de cryoturbation marquée. L'auteur les rattache au Riss II a et b de F. BORDES, ne retrouvant pas la trace de l'interstade tempéré Riss I-II.

L'Eemien (Interglaciaire Riss-Würm) est formé de dépôts tourbeux dans la Plaine, de graviers dans les autres régions. La faune indique des alternances climatiques de chaud-sec et de chaud-humide. Un sol rougeâtre (sol de Rocourt) est synchronisé avec le lehm fendillé de F. BORDES et placé à la fin de l'Interglaciaire.

Les limons récents sont interprétés en fonction de la subdivision triple du Würm belge établie par R. TAVERNIER et J. de HEINZELIN (1954, 1957). Cependant R. FAUME note que les formations stadias sont plus complexes dans les faciès de vallée. C'est le cas du limon récent 1 qui est caractérisé surtout par un sol noir humifère ("sol de Warneton") et un limon sableux lourd gris foncé, hétérogène, avec bandes humifères et fentes de gel. Ce limon de ruissellement devient loessique sur les collines. L'interstade Würm 1-2 est reconnu, marqué par une lehmification ou un sol noirâtre, mais ces formations pédologiques manquent souvent.

Le faciès du limon récent 2 varie en fonction de la position topographique. Il repose sur le précédent par une importante zone de fentes de gel ou de cryoturbation. Déposé sous un climat plus sec et plus froid que celui du Würm 1, il est en général formé d'une alternance de linéoles sableuses et limoneuses brun-jaunâtres avec une multitude de petites fentes de gel.

Un lehm percé de fentes de gel apparaît à la base du limon récent 3 (interstade de Paudorf) qui, contrairement aux précédents, existe de façon continue et régulière. Il s'agit d'un limon sableux

jaunâtre (sable parfois) finement stratifié avec de minces linéoles sableuses et limoneuses. Les sables de couverture sont peu développés dans la Plaine de la Lys alors qu'ils sont épais au Nord. Par contre, la Plaine seule possède une couverture alluvionnaire datée de l'Allerød.

L'étude de R. FALIE constitue donc une importante contribution à la connaissance des limons d'une région dont la couverture était jusque là distinguée (cf. les cartes géologiques au 1/80 000 de Lille et Saint-Omer) à la suite de J. GOSSELET, mais non clairement raccordée à la chrono-stratigraphie des régions voisines. Nous reviendrons sur les résultats de R. FALIE à la suite de ses travaux ultérieurs en Belgique.

Quelques observations dans des coupes de limons ont aussi été faites par des préhistoriens et des géologues, plus récemment. P. DOLLE (1965) met en évidence, à la briqueterie de Vimy, deux sols polygonaux et un chenal fluviatile dans les limons, mais la datation (Riss et Würm), fondée sur la présence de deux industries (Levallois et Moustérien), reste confuse ("le deuxième cours d'eau serait post Würm mais antérieur à la période d'occupation de l'homme à industrie moustérienne", p. 78). En 1968, J. BOUTRY et P. DOLLE décrivent les terrasses de la vallée de l'Aa en s'appuyant sur les industries remaniées dans les cailloutis, mais ne tiennent pas compte de la couverture limoneuse. Avec G. THIEGHEM, les mêmes auteurs (1968) apportent des précisions sur les limons anciens d'Hallines et récents d'Elnes, cette dernière formation étant datée comme "post-würmienne : Würmien II ou Würmien III (?)". Dans la même région, J. de HEINZELIN (1966) évoque rapidement la position des industries lithiques et des limons et décrit plus en détail les coupes des terrasses d'Helfaut et d'Hallines. G. JELESKI (1968) présente les formations pléistocènes récentes et holocènes dans une coupe de la vallée de la Scarpe à Vitry-en-Artois et montre l'évolution au cours du Würm d'un climat humide (chenal) à un climat sec. P. DOLLE (1969) reprend les données

fournies par ces coupes de la bordure Nord de l'Artois pour distinguer différents types de sédimentation quaternaire (terrasses de l'Aa, dépôt de piémont de Vimy et Vitry avec chenaux fossiles, formations de plaine à Noyelles-Godault) en insistant sur les actions fluviales, sans proposer cependant de chrono-stratigraphie précise.

Parallèlement la région côtière (Boulonnais, Calaisis) est l'objet d'études surtout de la part des préhistoriens. En dehors du Quaternaire littoral particulièrement revu lors du Congrès de l'INQUA (1969) et dont il sera fait état ultérieurement, A. LIEFEBVRE (1969) attribue au Würm II et III les dépôts sableux et limoneux de Coquelles, corrélés avec ceux de Fréthun et de Sangatte, en s'appuyant sur les vestiges lithiques.

Dans ces études récentes, les conclusions stratigraphiques sont donc surtout guidées par l'approche préhistorique dont les trouvailles sont régulièrement recensées dans la chronique de Gallia Préhistoire assurée par R. AGACHE. Je n'insisterai pas sur ces données archéologiques dont l'inventaire bibliographique exhaustif a été dressé pour les deux départements (R. PREVOST, 1958 ; R. FELIX, 1968). L'ouvrage de A. TUFFREAU (1971) fournit une synthèse régionale pour le Paléolithique ancien et moyen dont les conclusions sont très utiles car elles sont reliées étroitement aux données litho- et chrono-stratigraphiques. Dans un travail de collaboration, il a ainsi été possible de préciser la position d'une industrie moustérienne de tradition acheuléenne dans la séquence weichsélienne de Marcoing, bien corrélable avec celles du Bassin Parisien et de l'Europe du Nord (J. SOMME et A. TUFFREAU, 1971). Il s'agit d'un aspect méthodologique sur lequel il faudra revenir de même sur l'approche essentiellement lithostratigraphique qui a permis de replacer la série limoneuse du Nord dans un ensemble paléogéographique plus vaste (J. SOMME, 1968 ; 1969 a, b ; 1972 ; R. PAEPE et J. SOMME, 1970) en liaison avec les travaux récents menés dans la région belgo-néerlandaise (R. PAEPE et R. VAN HOORNE,

1967 ; J. FINK, R. PAEPE, J. SONNE, W. PAAS et O.S. KUYL, 1967 ;
R. PAEPE, 1967 ; 1969 a ; W. ZAGWIJN et R. PAEPE, 1968, 1972).

1 - 3. Les limons d'après les cartes géologiques

Les notices des cartes géologiques détaillées s'inspirent, pour la description des limons, des conclusions de J. LADRIERE, mais en les simplifiant et, souvent même, en les modifiant en fonction des analyses critiques faites en particulier par G. DUBOIS. Les mentions quaternaires de la carte géologique au 50 000 ème prennent, pour l'essentiel, celles des anciennes cartes au 80 000 ème, en les simplifiant encore parfois.

Dans l'ensemble, ces diverses notices distinguent deux sortes de limons : les limons de lavage (A ou LV) et les limons de plateaux (a 1 b ou LP). Elles font aussi un sort particulier aux limons de la Flaine de la Lys (a 1 c ou LP 2).

- les limons de lavage

Ces limons sont en général considérés comme récents. Ils sont signalés au fond des talwegs et à la partie inférieure des versants. Comme ils remanient le limon pléistocène, leur limite est parfois difficile à distinguer et, d'une édition à l'autre, leur extension varie (cf. en particulier CAMBRAI, 1/80 000, 3 ème édit., 1963). Sur la feuille d'Arras (1/80 000, réimpression, 1938 ; 2 ème édit., 1909), J. GOSSELET les notait surtout pour indiquer les vallons et vallées sèches. C'est, semble-t-il, en ce sens que la plupart des auteurs ultérieurs les considèrent, car ils notent qu'ils ne se différencient guère des limons pléistocènes. Leur datation (récents, holocènes) apparaît donc problématique.

L'importance des "limons de lavage" a été retenue par G. DUBOIS (1924). Il les ajoute, dans la série stratigraphique, aux limons récents de COMMONT et RUTOT. Il estime, en effet, que beaucoup de terres à briques, de limons panachés et de limons rouges

sont en fait des limons de lavage très récents qui ont souvent remplacé un limon antérieur (pp. 285-286).

- les limons pléistocènes

Le limon pléistocène est en général défini comme un limon argilo-sableux qui présente des variations, plus ou moins marquées, en fonction des terrains qu'il recouvre. Il est ainsi noté comme sableux dans les zones où le substrat est constitué par le Landénien. Dans les cartes qui couvrent la région crayeuse, on note l'existence de deux niveaux : la terre à briques brune, décalcifiée (ou lehm) ; l'ergeron, de couleur jaunâtre, plus claire, avec une texture plus sableuse et qui se charge de granules de craie, surtout à la base. Cette description est limitée aux régions de la craie. Ailleurs on ne signale plus cette division, mais au contraire on insiste sur le rapport direct entre la texture du limon et le substrat (cf. par exemple : Douai, 1/80 000, 2^{ème} édit., 1947 ; Scarpe : limon sableux ; Lévèle : limon argileux, altération de l'argile yprésienne) .

Dans les notices des cartes de la région orientale qui fut le terrain privilégié des études de J. LADRIERE (Cambrai, 1/80 000, 3^{ème} édit., 1963 ; Le Cateau, 1/50 000, 1967), deux catégories de limons sont distinguées : les limons anciens brunâtres avec granules de craie qui occupent les hauteurs ; les limons récents (lehm et ergeron) qui s'étendent plus largement et en particulier se développent sur le flanc W des vallées. Il est cependant répété que la division en assises n'est possible que localement en raison de la constitution lithologique du sous-sol. Ces limons sont définis comme des loess plus ou moins évolués, ou encore des produits mixtes dus à l'action éolienne et au ruissellement.

D'une façon générale, les limons de la Plaine de la Lys sont distingués des limons pléistocènes. Ils en diffèrent par leur nature lithologique et leur position plus basse dans le paysage (Lille, 1/80 000, 3^{ème} édit., 1941). Décrits comme argilo-sableux

brun-jaunâtres, plus sableux à la base, ces limons présentent cependant un aspect voisin des limons pléistocènes (Lillers, Béthune, 1/50 000, Arras, 1/80 000). Si l'âge exact ne peut être fixé, il est considéré comme plus récent que celui du limon des plateaux.

Il se dégage des notices de la carte géologique une image de la couverture limoneuse du Nord qui apparaît comme une simplification trop rigide des travaux anciens, en particulier ceux de J. LADRIERE. Cette description présente ainsi un aspect désuet, attesté par l'emploi constant des termes "terre à briques" et "bergeron" dont l'abandon a été préconisé, au profit de termes litho-stratigraphiques précis, par la Commission des Limons de l'Association des Géologues du Bassin de Paris (1967). Les cartes géologiques ne fournissent, d'autre part, aucune indication chrono-stratigraphique précise, à l'exception de certaines feuilles récentes (Lille-Malluin, 1/ 50 000, 1968 ; Marquise, 1/50 000, 1971)-; mais ceci concerne déjà les résultats de mes propres recherches.

1 - 4. Conclusion : l'importance de l'oeuvre de J. LADRIERE

Au terme de cet inventaire des études concernant les limons du Nord, il faut souligner l'importance de l'oeuvre de J. LADRIERE qui tient à la méthode et à la valeur descriptive des observations tout autant qu'aux résultats. Nous retiendrons surtout dans cette oeuvre trois aspects principaux :

- il s'agit d'abord de la recherche d'unités litho-stratigraphiques définies par leur faciès, critères de reconnaissance sur le terrain. La terminologie de LADRIERE a pu ainsi être utilisée jusqu'à l'époque actuelle.

- il s'agit, d'autre part, d'une recherche menée de proche en proche, avec le projet délibéré de réaliser une géologie stratigraphique du Quaternaire, en distinguant des étages. Si cette démarche a été contestée, elle s'appuie sur l'observation de nombreuses coupes dont la description reste une matière privilégiée pour l'interprétation, dans la mesure même où beaucoup de ces coupes ne sont plus

observables. Cette méthode concrète qui nous a valu de conserver de multiples observations sur le Quaternaire (cf. les nombreuses notes publiées dans les Annales de la Société Géologique du Ford depuis 1870) est d'ailleurs couramment répandue chez les auteurs de la fin du XIX ème siècle qui ne subordonnaient pas leurs constatations à des vues théoriques. La même remarque est faite, à propos de ce sujet, par F. GULLENTOPS (1954) en Belgique.

- J. LADRIERE insiste, enfin, sur les variations latérales de faciès tant locales que régionales. Sa recherche montre un souci géomorphologique. La critique de G. DUBOIS (1924), qui constatait que l'altitude relative des cailloutis par rapport au fond de la vallée était rarement mentionnée, n'est que partiellement fondée car la position des formations sur les versants est toujours notée. L'influence de la dissymétrie des versants est ainsi mise en évidence.

La méthode de J. LADRIERE permet de juger la valeur de ses résultats. Malgré les nuances apportées par l'auteur lui-même qui signale en particulier que différents limons peuvent être synchroniques, le tableau stratigraphique proposé a parfois été utilisé d'une façon trop rigide. Certaines erreurs de la carte géologique sont imputables à cette conception.

Le travail de J. LADRIERE comportait cependant des faiblesses. Dans la définition des unités, l'observation des contacts manque de précision. Les termes du Pléistocène récent ne sont pas, en conséquence, clairement distingués. La notion d'"ergeron" recouvre en fait des unités stratigraphiques différentes. De même, la coupure fondamentale entre le limon fendillé (sol interglaciaire éémien) et le limon gris (sol du Weichsélien inférieur) n'avait pas été vue, mais sera ensuite facilement mise en évidence par COMBONT. D'autre part, les subdivisions des assises moyenne et inférieure sont trop complexes. Des dépôts du même âge ont été placés dans deux assises différentes. Les difficultés rencontrées par J. LADRIERE

pour la reconnaissance de ces assises inférieures, dans la région de Lille notamment, tiennent au terrain d'origine où sa stratigraphie a été établie : la zone loessique orientale. Ce point était aussi à retenir pour aborder une recherche sur les limons du Nord.

2 - Etude stratigraphique des limons : problèmes de méthode

Le bilan des travaux sur les limons du Nord de la France a montré que nous disposions, au début de nos recherches, d'une connaissance ancienne et partielle sur ces formations. Beaucoup de coupes de briqueteries de la région basse centrale, en particulier autour de Lille, n'avaient jamais donné lieu à aucune mention. Il importait donc de procéder à une première reconnaissance systématique des dépôts sur le terrain. Dans un tel cas, le travail géomorphologique ne peut s'appuyer sur l'utilisation et l'interprétation des études géologiques. Cependant, dans le même temps, R. PAEPE terminait ses recherches de thèse sur les limons de la Plaine de la Lys, qui lui avaient donné l'occasion d'étudier méthodiquement certaines coupes de briqueterie en France, et poursuivait ses travaux sur l'ensemble du Pléistocène de la Belgique. Nous avons alors entamé avec ce géologue et géomorphologue belge une collaboration particulièrement fructueuse.

2 - 1. Divers aspects de la recherche stratigraphique

En liaison avec les études de R. PAEPE, nous avons procédé à une recherche litho-stratigraphique. Cette méthode s'impose pour une reconnaissance des formations quaternaires de surface qui s'inscrivent dans un paysage et sont corrélatives de l'évolution du relief ; elle est donc géomorphologique dans sa démarche et dans ses résultats. Elle implique une nécessaire distinction entre la description et l'interprétation. C'est l'intérêt des documents, toujours utilisables, laissés par les auteurs tels J. LADRIERE. D'ailleurs, cette méthode, visant à rassembler les faits observables d'une façon synthétique, oriente l'interprétation (origine des matériaux, processus, chrono-

logie). Mais en le distinguant, elle permet d'éviter l'écueil de la recherche abstraite ou schématique et de la discussion purement théorique.

La chrono-stratigraphie, qui doit s'appuyer sur tous les critères de datation (unités litho-stratigraphiques, paléosols, flore, faune, datations absolues, industries, etc.) est un aboutissement de démarches parallèles qui ont chacune leurs propres problèmes stratigraphiques. Il est dès lors dangereux de privilégier certains critères, dans des terrains qui ne possèdent pas de "fossiles directeurs" évidents. C'est en particulier le cas de l'archéologie dont les corrélations à moyenne et longue distance sont parfois problématiques. Dans la région du Nord, les trouvailles archéologiques préhistoriques sont isolées, souvent dans des sites différents (R. PREVOST, 1958 ; R. FELIX, 1966). Beaucoup de pièces sont trouvées, à l'état remanié, dans des cailloutis, cordons littoraux anciens (A. LEFEBVRE, 1969) ou terrasses fluviatiles (J. BAUTRY et P. DOLLE, 1968) ; les découvertes d'outils en place dans la stratigraphie des limons sont beaucoup plus rares. D'autre part, les traces préhistoriques n'existent presque uniquement que dans la région crayeuse de bordure. Enfin les outils posent souvent des problèmes de typologie ; leur position dans la classification paléolithique plus méridionale reste problématique (cf. le problème des industries laminaires du Nord : J. L. BAUDET, 1961, 1965 ; F. BOURDIER, 1967, 1969 ; A. LEFEBVRE, 1965, 1969). Ajoutons que la stratigraphie préhistorique de terrain découvert est liée directement au bilan géologique qui résulte du jeu complexe des phases de sédimentation et d'érosion sur les versants et que ces conditions diffèrent profondément de celles qui régissent la stratigraphie des abris et des grottes. Ce milieu particulier, privilégié pour la recherche archéologique, manque dans la région, depuis que les gisements de la Vallée Heureuse, près de Marquise, dans le Boulonnais, ont disparu (cf. E.T. HALL, 1899), vidés par les collectionneurs (A. TUFFEREAU, 1971).

Il reste que la trouvaille archéologique, dont la position stratigraphique est clairement précisée, est un document de première importance. Elle peut permettre, comme ce fut le cas à la Briquette-rie Debus de Cercoing (Cambésis), de réinterpréter, à partir de quelques pièces trouvées en place, un stock d'outils et d'éclats ramassés pendant de nombreuses années au fur et à mesure de l'exploitation (J. SOMME et A. TUFFREAU, 1971). Cet exemple paraît cependant un cas privilégié car la coupe ne comportait qu'un seul type d'industrie. Cela permet de rappeler aussi qu'un outil isolé est insuffisant pour reconnaître une industrie précise et que la présence de nombreuses pièces, outils et surtout éclats, est nécessaire pour définir la technique et la typologie (F. BORDES, 1953 ; A. TUFFREAU, 1971). Le cas le meilleur, mais exceptionnel, où l'archéologie fournit un repère décisif pour la stratigraphie géologique, est celui d'un habitat fossilisé. Par suite de l'évolution morphologique, cela ne peut se rencontrer surtout que pour des phases relativement récentes et dans des conditions particulières de gisement, et donc de stratigraphie. C'est le cas notamment du site paléolithique supérieur d'Hallines (J. BOUTRY, A. TUFFREAU), découvert en contrebas d'une terrasse de la vallée de l'Aa, qui se situait dans une litho-stratigraphie particulière liée à la présence d'un petit vallon transversal, d'extension très localisée, comme l'ont montré les sondages ultérieurs effectués à proximité (R. AGACHE, 1971). Si riche soit-elle du point de vue archéologique, une telle donnée n'a qu'un intérêt limité pour la stratigraphie générale du Pléistocène glaciaire weichsélien dans la région.

Il n'est donc pas possible de faire dépendre la stratigraphie du Quaternaire d'un système, et encore moins d'une terminologie, préhistorique. Il faut donc, selon les principes de la Commission pour la Stratigraphie des Loess de l'INQUA, la faire reposer sur des bases géologiques en mettant en évidence des unités litho-stratigraphiques et en tenant compte de l'ensemble des données. Cette méthode fournit en retour un moyen de contrôle, par le terrain, de la valeur de divers types de "fossiles" et de certains résultats analytiques.

La recherche litho-stratigraphique permet, par un inventaire systématique des gisements, de déterminer les strato-types des diverses unités et les coupes globalement les plus représentatives. Il serait alors souhaitable de pouvoir procéder à une série d'analyses détaillées dans de telles coupes, mais il s'agit d'un travail qui exige la participation d'une équipe de divers spécialistes. Nous avons cependant disposé, grâce aux études belges, de coupes de références relativement proches datées par la paléontologie, la paléobotanique et le C 14. La corrélation à courte distance, avec la Belgique, était donc possible ; et de là, par les relais des autres pays voisins, avec l'ensemble de l'Europe du Nord (cf. La Stratigraphie des Loess d'Europe, VIIIe Congrès INQUA, Paris, 1969).

2 - 2. Les moyens de l'étude litho-stratigraphique

Pour la reconnaissance litho-stratigraphique, on dispose de trois moyens principaux d'étude : les coupes de terrain, les sondages personnels, l'interprétation des autres sondages.

- les coupes de terrain

En dehors des coupes momentanées liées à des chantiers qu'il est parfois difficile de suivre par suite d'une avancée trop rapide des travaux, les principales coupes étudiables dans la région sont les profils des briqueteries. Elles ont le double avantage d'être permanentes et d'offrir de longs fronts d'exploitation. Nous verrons que cette dernière condition est essentielle. Elle n'est réalisée cependant que dans les exploitations encore en activité. Or avec la concentration de cette industrie, le nombre de coupes ne cesse de diminuer. Certaines des coupes analysées dans cette étude ne sont plus visibles ; c'est en particulier le cas de la briqueterie du Pont de Irèmesques, de celle de Sequedin et bientôt de celle de Lambersart.

Les briqueteries encore en activité sont essentiellement concentrées à la bordure de l'Artois et dans la région lilloise (fig. 62). Cette dernière région est la plus favorable car elle

offre les coupes les plus épaisses, encore que les exploitations ne puissent pas descendre aussi profondément qu'en Belgique par suite de l'obstacle du plan d'eau lié à la position d'amont des bassins hydrographiques. Deux conséquences en découlent : les formations observables concernent surtout le Miocène récent ; l'étude repose principalement sur les données fournies par la région centrale. Mais nous verrons que cette région, relativement méconnue par les auteurs anciens, se révèle essentielle pour la compréhension de la stratigraphie par suite de sa position et des divers substrats du Nord qui s'y trouvent représentés.

- les sondages à la tarière à main

Les sondages à la tarière à main sont indispensables dans une région de couverture et de plaines. Nous avons effectué des centaines de ces sondages à l'aide de la tarière Hélix. Ils doivent être nombreux pour permettre une cartographie de surface : le levé de la carte géologique de la Plaine maritime sur les feuilles de Guines, Marquise et Calais a exigé plusieurs centaines de sondages pour compléter les levés de G. DUBOIS. Il n'était pas possible de réaliser une telle densité dans l'ensemble de la région étudiée. Les sondages ont ainsi été pratiqués pour étudier des versants et pour reconnaître les formations superficielles des buttes, des interfluves et des replats.

Ce type de sondage ne permet de déterminer le plus souvent que la strate supérieure. C'est en particulier le cas dans les zones où le loess de couverture s'épaissit. Il s'agit donc d'une reconnaissance de surface qui n'a qu'une valeur stratigraphique limitée. Elle permet cependant de déterminer les textures des formations de surface et de fournir un élément pour la cartographie géomorphologique.

Les sondages à main ont une autre limite. S'ils permettent de reconnaître les caractères texturaux, outre le couleur et l'hydromorphie, ils ne permettent de juger que très imparfaitement la

structure du dépôt (type de sédimentation, phénomènes périglaciaires). Leur interprétation stratigraphique exige alors la référence à des coupes visibles.

- l'interprétation des documents de sondages profonds

Les archives du Service Géologique régional (B.R.G.M.) disposent de milliers de fiches de sondage et d'observations, répertoriées par coupures de la feuille au 1/50 000. Beaucoup de sondages anciens avaient d'ailleurs donné lieu aux mémoires de J. GOSSELET et à des notes dans les Annales de la Société Géologique du Nord.

Cette volumineuse documentation se révèle en fait assez décevante pour le Quaternaire. Beaucoup de sondages profonds, destinés à la reconnaissance du substrat, se limitent à des mentions vagues et sommaires pour la couverture. Les sondages superficiels accordent évidemment plus d'attention aux terrains quaternaires. Il est d'ailleurs regrettable que les travaux menés à moins de 6 m, voire moins de 10 m, ne donnent pas lieu à une déclaration, accompagnée ensuite des résultats. Il se perd ainsi une masse de renseignements qui seraient utiles aussi bien pour le géotechnicien que pour le quaternariste.

De toute façon, les observations mentionnées par le foreur présentent des valeurs très inégales. L'utilisation du document exige le plus souvent une méthode critique qui tienne compte de l'entreprise ayant effectué le travail (habitudes, vocabulaire) et aussi des conditions techniques de l'ouvrage.

Au total, pour de multiples raisons, on peut considérer que, dans l'étude du Quaternaire, un sondage sur 10 est utilisable en moyenne. Il reste que pour l'interprétation proprement stratigraphique, l'exploitation des coupes de sondage n'est possible que par référence et corrélation avec des profils visibles à courte distance (~~sur le terrain~~).

Nous ajouterons que nous avons pu suivre quelques sondages et en faire effectuer par le B.R.G.M.. C'est évidemment la meilleure méthode lorsqu'il s'agit de prélever des échantillons. Nous avons pu disposer également de certains échantillons conservés au Service Géologique régional.

2 - 3. le levé des profils

Au terme de l'inventaire précédent, il apparaît que l'observation précise des profils visibles est nécessaire pour disposer de coupes de référence. Dès lors, le levé de telles coupes ne peut se limiter à une étroite bande verticale ou à un schéma théorique et directement interprétatif. Le levé doit être exact et concerner de longues coupes.

Cette méthode, pratiquée en particulier en Belgique par J. de HEINZELIN et surtout R. DAELE, permet d'observer les variations latérales de faciès des différentes strates, de déterminer les horizons-repères qui sont des contacts caractéristiques et, en tenant compte avec précision de la géomorphologie actuelle, de reconnaître les paléomorphologies.

La méthode utilisée comporte les opérations suivantes qui s'apparentent à celles des levés archéologiques (cf. A. LEROI-GOURHAN, 1950, 1966 ; H. ALIMEN, 1965) :

- préparation des parois

Le rafraîchissement des coupes est évident, mais il demande un soin particulier quand il s'agit de formations limoneuses. Dans les briqueteries, on a souvent le choix entre deux types de parois : les parois subverticales dans la partie non exploitée, les fronts d'exploitation. Ces derniers ont l'inconvénient d'être en faible pente et, comme le talus autoroutier, de fournir une image confuse de la stratigraphie tout autant horizontale que verticale. Mais ils ont par contre l'avantage d'être relativement frais et de maintenir

en place des matériaux saturés d'eau. Leur observation est souvent également nécessaire pour tenir compte de la stratigraphie dans toutes les directions.

Le rafraîchissement des coupes en formations limoneuses exige l'emploi d'un outillage adapté, par exemple une pelle-bêche à bords aiguisés qui permet de réaliser des surfaces lisses et de découper à l'emporte-pièce les structures du dépôt, lesquelles apparaissent alors en toute netteté. L'obstacle à ce travail est la sécheresse des matériaux : elle concerne souvent la partie superficielle et risque de masquer la complexité des strates supérieures. En terrain apparemment homogène, moyennement humide, il est souvent nécessaire d'attendre quelque temps avant de voir apparaître les figures sédimentaires sous l'effet de l'assèchement différentiel ; il existe alors une période optimum, assez courte, pour l'observation et la photographie.

Un tel rafraîchissement sur les longues coupes (parfois supérieures à la centaine de mètres) exigerait un long travail. Aussi, après la reconnaissance des zones intéressantes, pour éviter en particulier les secteurs ayant subi un remaniement anthropique, on peut limiter le rafraîchissement continu aux horizons de contact et aux strates présentant des variations latérales de faciès (cf. les coupes de la région centrale lilloise caractérisées par un loess de couverture homogène et des formations sous-jacentes beaucoup plus variées : Lambersart, Louve, Sequedin, Prémesses, Bailleul).

- nivellement et carroyage des parois

A l'aide d'un théodolithe, on détermine par visée horizontale un niveau 0 en différents points de la carrière où des jalons sont fixés. Ces repères servent de base au dessin d'un carroyage (carrés de 1 m de côté) sur les parois. Il importe de restituer les hauteurs verticales sur des fronts toujours plus ou moins inclinés en utilisant un niveau à main de type "Abney". L'expérience montre que, sur les fronts d'exploitation, 1 m vertical équivaut à environ

1,70 m sur la pente. Les distances horizontales se mesurent avec un décimètre ou plus simplement avec la mire du théodolithe (celle-ci gagne à être équipée d'un repère à bulle d'air ainsi que les autres instruments de mesure des longueurs).

- levé des profils

Il ne reste plus qu'à dessiner avec précision les détails stratigraphiques des profils sur un papier millimétrique. L'échelle la plus commode pour les possibilités du dessin est celle du 1/50 (2 cm pour 1 mètre). C'est d'ailleurs celle qui a été retenue par la Sous-Commission pour la Stratigraphie des Loess (INQUA) (Prés. : J. FINK) pour la représentation des profils schématiques lithologique et pédologique (cf. J. FINK, R. FAEPE, J. SOMME, W. PAAS et O.S. KUYL, 1968 ; J. FINK, Rundschreiben nr 14, Internationale Quartärvereinigung, Subkommission für Löss-Stratigraphie, 1967).

La notation des caractéristiques (couleurs, textures, structures), aidée par l'utilisation de signes conventionnels, se fait aisément en regard du dessin. Pour les couleurs, nous procédons directement sur le terrain à la détermination à l'aide du Code Munsell. La présence ou l'absence de calcaire est également déterminée sur le terrain.

Venant en complément des levés, la photographie devient un document explicite. Il est par contre très délicat de réaliser un dessin à partir de la photographie. Cette dernière méthode a cependant été utilisée, avec l'aide de C. SEILLIER, étudiant à l'Institut de Géographie de Lille, pour la falaise de Sangatte, longue de plus de 1100 mètres et d'accès difficile. Dans ce cas, d'ailleurs, la photographie ne remplace pas les levés détaillés.

La méthode litho-stratigraphique, qui s'appuie sur cette technique de levé, vise à déterminer des niveaux stratigraphiques ayant valeur de repères.

- unités litho-stratigraphiques et horizons-repères

Parmi les strates-repères, les paléosols sont insuffisants à cause de leur discontinuité. Certains profils peuvent contenir l'ensemble de la stratigraphie de la dernière période glaciaire (Iambersart, par exemple) sans conserver de paléosols caractérisés en place. Il est d'ailleurs normal que les paléosols manquent dans les coupes car l'érosion concerne d'abord les sols. Ces sols fossiles, lorsqu'ils subsistent, sont la plupart du temps amputés de leurs horizons supérieurs (A et souvent sommet du B). Si ces sols sont des niveaux-repères fondamentaux dans les profils qui les contiennent, ils ne peuvent servir ailleurs, par eux-mêmes, de fil directeur dans la recherche stratigraphique (cf. R. PAEPE, 1967). Il importe surtout de déterminer alors les types de formations dans lesquelles ils se développent et celles qui les surmontent.

Les types de strates définis par leurs faciès texturaux sont également insuffisants par suite des variations latérales de faciès qui interviennent régionalement en fonction de la paléozonation climatique, et localement en fonction de la situation topographique lors du dépôt. R. PAEPE (1967) montre qu'un loess peut passer latéralement, dans la même coupe, à des sables à stratification entrecroisée. L'intérêt du travail de J. LADRIERE est justement d'avoir souvent accompagné la mention conventionnelle de ses couches, de précisions concernant les faciès locaux.

Il apparaît que les couches-repères se définissent beaucoup plus par leurs caractères de structure. Ce fait a aussi été mis en évidence par R. PAEPE (1967) qui désigne ses "leaty Loam Formations" comme un ensemble-diagnostic dans la stratigraphie weichsélienne. Or ces formations sont définies par leur sédimentation finement litée avec multiples petites fentes. Nous verrons que ce type de dépôt est en effet très constant dans la région du Nord, mais présente des caractères texturaux variés.

Deux aspects de la structure sont à distinguer : la structure de sédimentation de la formation et la structure de déformation, d'origine périglaciaire le plus souvent. La fréquence d'un certain type de déformation (fentes, cryoturbation) à un niveau constant devient un repère stratigraphique.

Les niveaux-repères les plus fréquents sont les horizons de contact affectés d'un certain type de phénomènes périglaciaires. Ils se définissent aussi par les types de strates qu'ils séparent. Ainsi R. PAEPE (1967) a distingué trois horizons avec fentes et cryoturbation dans la série weichsélienne de Belgique que nous retrouvons assez identiquement en France du Nord. Ces horizons de discontinuité s'accompagnent de cailloutis. F. BERDES (1951) a insisté sur l'importance du cailloutis de base dans le complexe loessique (loess et cailloutis), phénomène cyclique. Mais si ce critère est valable dans les coupes où la sédimentation est essentiellement loessique, il n'est plus suffisant dans les sédimentations cycliques plus grossières et plus complexes comportant de nombreuses phases graveleuses. Un horizon de discontinuité principal dans la stratigraphie doit alors se déterminer sur une longue distance, avec tous ses caractères (cailloutis et sa matrice, laquelle peut exister seule latéralement, phénomènes périglaciaires), en observant l'importance de la discordance que représente ce niveau par rapport aux formations sous-jacentes.

Un tel niveau présentant un développement important de ces divers aspects, ou de l'un d'entre eux ou de plusieurs, peut être retenu comme horizon-repère pour introduire une division stratigraphique. Il représente en effet une phase importante d'arrêt de la sédimentation, une phase de développement des phénomènes périglaciaires, une phase notable d'érosion. Un sol a pu exister au début de la période et avoir été érodé; il est parfois possible de le retrouver latéralement dans le dépôt d'érosion sous la forme d'un sédiment pédologique. Un tel niveau-repère aura valeur de coupure intergla-

ciaire ou interstadiaire si, dans une coupe de référence avec conservation du sol, le même niveau se manifeste avec ses caractères. L'observation des horizons de contact dans les coupes contenant des paléosols est ainsi particulièrement importante.

Cependant toute phase interstadiaire ne se manifeste pas nettement, en l'absence du sol, dans les coupes. Cela tient aux processus et aux conditions climatiques qui ont suivi cette phase. C'est notamment le cas de l'interstade d'Hengelo dans le Pléniglaciaire moyen de la dernière période glaciaire. De même, un horizon-repère bien défini par ses phénomènes périglaciaires peut n'avoir aucune signification interstadiaire. Il semble que ce soit le cas de l'horizon supérieur de grandes fontes de gel du Pléniglaciaire supérieur weichsélien en Europe du Nord-Ouest (W. ZAGWIJN et R. PAEPE, 1968) qui aurait été marqué par une longue phase de désert polaire.

Il paraît dès lors vain de tenter une recherche litho-stratigraphique en essayant de retrouver de multiples coupures définies dans des domaines éloignés. La méthode consiste, au contraire, dans des coupes qui représentent toujours un certain bilan sédimentaire, à définir des unités litho-stratigraphiques qui, par leur continuité, ont valeur régionale, et à les intégrer dans une chronostratigraphie à partir de coupes de référence bien datées et comparables.

Les corrélations des unités litho-stratigraphiques et des horizons repères sont possibles à courte distance et de proche en proche. Elles exigent un inventaire de nombreuses coupes. La recherche est alors gênée par l'inégalité de densité des profils selon les régions.

2 - 4. la place de l'étude stratigraphique des limons en géomorphologie

L'étude litho-stratigraphique des formations limoneuses quaternaires se justifie pleinement dans le cadre de la recherche géomorphologique :

- les limons constituent la part principale des formations superficielles (s. l.) dans la région, cette couverture doit apparaître avec son importance et sa complexité dans la carte géomorphologique. La carte géologique, s'attachant à la description du substrat, ne représente que d'une façon schématique et volontairement tronquée la couverture limoneuse (feuilles au 1/80 000, la plupart des feuilles au 1/50 000), ou bien elle en fait presque totalement abstraction en prenant la forme d'un écorché (en particulier, feuilles au 1/50 000 Lille-Halluin, Carvin, Douai, Valenciennes).

- les limons ont valeur de formations corrélatives pour reconstituer l'évolution des versants. La nature sédimentologique des unités (ou complexes) litho-stratigraphiques et les horizons-repères de contact permettent de préciser la connaissance des processus et de distinguer les phases principales d'érosion-sédimentation. Le levé de longues coupes exactes appartient donc à la méthode géomorphologique car elle restitue des stades successifs de l'évolution des versants.

- les limons offrent des moyens de datation pour cette évolution. Par suite de l'extension dans la région du Nord de la couverture pléistocène récente, et notamment de la couverture de la phase finale du Dernier Glaciaire, cette datation s'effectue en remontant dans le passé à partir du paysage actuel dont l'explication est l'objet même de la géomorphologie. Cette méthode de datation régressive est d'ailleurs la plus sûre car les témoins des dépôts plus anciens sont plus rares et d'une interprétation chronologique imprécise.

Parmi les formations superficielles (s. l.), les limons constituent un matériau privilégié pour la datation. Par la finesse des structures qu'elles conservent, elles montrent les variations des processus qui en sont responsables. La stratigraphie d'une couverture limoneuse peut recréer l'histoire relativement continue d'une longue période. Les dépôts limoneux (s. s.) sont aussi un matériau privilégié pour la reconnaissance des paléosols. Par suite de leur texture fine, ils enregistrent en effet, beaucoup plus nettement que les autres types de formations, les aspects caractéristiques de la pédogénèse (type d'évolution du sol, mais aussi forme de dégradation). Cela est vrai des caractères de la structure et du développement du profil, mais aussi de la couleur. Celle-ci est un critère de datation relative parfois contesté. Dans les limons, il s'agit d'un élément de diagnostic qui se révèle valable alors que dans les autres formations (sables et cailloutis en particulier) sa signification est plus aléatoire. La couleur du sol holsteinien se distingue de celle du sol écénien ; pourtant la teinte rougeâtre de ce dernier est déjà accusée dans la région (cf. le limon rouge fendillé de J. LAFRIERE).

La signification chronologique des autres types de formations est moins évidente. C'est le cas en particulier des cailloutis fluviatiles dont l'interprétation doit tenir compte de la stratigraphie des formations limoneuses qui les recouvrent. Si l'âge absolu d'une terrasse n'est pas donné par la couverture limoneuse (cas fréquent des vieilles terrasses recouvertes uniquement de limons récents), du moins l'ancienneté reconnue dans la stratigraphie de la couverture limoneuse fournit une datation relative pour la terrasse (cf. les terrasses de la Vallée de l'Aa).

L'intérêt géomorphologique des limons et de la méthode de datation régressive qu'ils imposent trouve également son application dans l'étude des poches de dissolution de la surface crayeuse et des formations argileuses à silex ("argile à silex", s. l.) qui les remplissent. En effet des limons présentant une stratigraphie plus ou

moins ancienne recouvrent ces formations dont une partie se révèle d'ailleurs à composante limoneuse importante, à tel point que l'ensemble forme un complexe dont on ne semble pas avoir toujours tenu suffisamment compte dans l'ample débat sur l'"argile à silex". En outre les limons quaternaires sont inégalement déformés au niveau des poches, ce qui, compte tenu de la position topographique, permet de préciser l'évolution de la dissolution. Il était donc logique de reporter au terme de l'exposé stratigraphique du Quaternaire l'examen des formations argileuses à silex.

3 - La nomenclature chrono-stratigraphique et chronologique du Quaternaire

La position de la région et la continuité stratigraphique de la zone s'étendant des Pays-Bas au Nord de la France justifient l'emploi de la terminologie chronologique de l'Europe du Nord-Ouest à la place de la nomenclature alpine. Il ne s'agit pas d'une pure affaire de convention car ces deux systématiques ont des fondements différents, et si elles ne sont encore que partiellement corrélables, celle des Pays-Bas tend à être utilisée pour l'ensemble du monde (P. WOLDSTEDT, 1969 ; B. FRENZEL, 1967 ; T. VAN DER HAMMEN, T.A. WIJNSTRA et W.H. ZAGWIJN, 1971 ; G. LÜTTIG, 1968).

La nomenclature stratigraphique des Pays-Bas (S. VAN DER HEIDE et W.H. ZAGWIJN, 1967) est essentiellement fondée sur l'évolution climatique et botanique, dans une région où la subsidence permanente depuis le Tertiaire crée un bilan sédimentaire continu. Pour le Quaternaire moyen et supérieur, les termes se réfèrent, en fonction du principe d'antériorité (+), à divers stratotypes et régions

(+) L'application de ce principe et plus généralement les règles de nomenclature exigent en particulier que le terme "Weichselien" ne soit pas traduit en France par celui de "Vistulien", ce qui a été rappelé à l'occasion de la publication du volume sur la Stratigraphie des Loess d'Europe (1969) au VIII^e Congrès de l'INQUA et plus récemment par R. PAEPE et W. ZAGWIJN (1972) (cf. Symposium d'Amersfoort, I.M. VAN DER VIERK, 1957). De la même façon, le terme de "Wislien" a été rejeté et celui d'"Hoxnien" remplacé par "Holsteinien" (S. VAN DER HEIDE et W.H. ZAGWIJN, 1967).

d'Allemagne (Weichselien, Saalien, Holsteinien, Elsterien), d'Angleterre (Cromérien) et des Pays-Bas (Eenien). Pour le Quaternaire inférieur, comme pour le Illiocène (Reuvérien, Brunssumien, Sustérien), il s'agit d'une terminologie tirée de régions et localités néerlandaises (fig. 57).

Ainsi le Pléistocène du N.W. de l'Europe est divisé en six phases froides (glaciaires) et cinq phases chaudes (interglaciaires), dont les dernières correspondant au Pléistocène moyen et supérieur se réfèrent aux trois avancées principales de l'inlandsis scandinave et aux strato-types marins interglaciaires. Les corrélations entre ces divisions et les phases alpines restent encore problématiques à partir du Saalien et, si P. WOLDSTEDT (1969), dans sa dernière synthèse sur le Quaternaire, admet les équivalences entre les six phases froides de l'Europe du Nord et les six glaciations alpines (Würm, Riss, Mindel, Günz, Donau, Biber), d'autres systèmes de correspondance ont été proposés (cf. B. FRENZEL, 1967). Les problèmes concernent en particulier la nature (interglaciaire ou interstadiaire) de la phase intra-saaliennne, entre Drenthe et Warthe, et la place des anciennes glaciations alpines. Si le Weichsélien peut être corrélié avec le Würm, le Saalien probablement avec le Riss et l'Elstérien peut-être avec le Mindel, la position du Günz, du Donau et du Biber ne sont pas clairement établies (S. VAN DER HEIDE et W.H. ZAGWIJN, 1967). En particulier, la glaciation gūnziennne est tantôt considérée comme équivalente du Ménapien (P. WOLDSTEDT, 1969), tantôt corréliée avec l'ensemble Eburonien-Waalien-Ménapien (F. BOURDIER, 1965, 1967, 1969a; H. DE LUMLEY, 1969; R.W. FAIRBRIDGE, 1971). Cependant certains arguments tendraient à la placer dans le Pléistocène moyen, postérieurement au Cromérien (T. VAN DER HAMMEN et al, 1971; H.M. VAN MONTEFRANS, 1971). Ces problèmes montrent la difficulté d'utiliser dans les régions extra-alpines une terminologie fondée sur les glaciations de ces montagnes.

Les recherches récentes menées aux Pays-Bas et dans l'Europe du NW ont permis de préciser la géochronologie absolue et l'évolution climatique.

Les données paléomagnétiques fournissent des repères chronologiques pour le Pléistocène inférieur et moyen. Aux Pays-Bas, la limite entre les époques de Brunhes et de Matuyama (environ 700 000 B.P.) se situe à la partie inférieure de dépôts "cromériens" qui montrent, par ailleurs, que cet "interglaciaire" est en fait un complexe comportant trois phases interglaciaires (I, II et III) séparées par deux phases glaciaires (A et B), l'inversion paléomagnétique se plaçant dans le premier glaciaire (H.M. VAN MONTERANS, 1971 ; W.H. ZAGWIJN, H.M. VAN MONTERANS et J.G. ZANDSTRA, 1971). Cependant la corrélation probable entre le dernier interglaciaire et le Cromérien anglais dans sa localité-type reste à confirmer. Les autres données paléomagnétiques incitent à admettre que l'épisode de Jaramillo (environ 900 000 B.P.) se situe dans la partie terminale du Waalien, en particulier dans la formation marine supérieure des argiles de la Campine (Formation de Turnhout), et, plus hypothétiquement, que le niveau de 1 600 000 ans B.P. (fin de l'épisode de Gilså) se place à la partie inférieure de l'Eburonien, soit, en Campine, vers la base de la Formation continentale de Beerse qui surmonte les argiles inférieures marines (Formation de Rijkvorsel) d'âge tiglien (H.M. VAN MONTERANS, 1971 ; R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1970). Des corrélations prudentes semblent possibles avec le Villafranchien de Senèze, dans le Massif Central, qui, par la flore et les données paléomagnétiques, s'étendrait du Tiglien au Waalien (M. PREVOT, 1969 ; H. ELHAI, 1969). Aux Pays-Bas, la limite plio-pléistocène n'a pu être fixée avec précision : entre 2 et 3 000 000 années B.P., peut-être 2 500 000, eu égard à l'importante accumulation fluviatile qui caractérise le Quaternaire inférieur. Il s'agit d'un problème général qui fait placer la limite plio-pléistocène, soit à l'épisode d'Olduwai (vers 2 M a B.P.) encore dans l'époque de Matuyama, soit à l'épisode de Mammuth (vers 3 M a B.P.) dans l'époque de Gauss, soit même au-delà. Le Pléistocène

inférieur des Pays-Bas correspondrait plutôt au Villafranchien moyen et supérieur de la France méridionale.

Les données palynologiques ont permis d'établir une courbe climatique concernant l'Europe du NW depuis le Miocène (T. VAN DER HAMMEN, T.A. WIJNSTRA et W.H. ZAGWIJN, 1971) (fig. 58). Les oscillations, sensibles au Néogène, s'accroissent au Quaternaire inférieur et moyen, dans le cadre d'un refroidissement progressif. Dès le "Cromérien", l'amplitude augmente avec des phases très froides en même temps que les cycles se raccourcissent. Si l'ensemble Eemien-Weichsélien (Pléistocène récent) représente bien un cycle quaternaire de premier ordre (interglaciaire + glaciaire) d'une durée de l'ordre de 115 000 années, les ensembles chrono-stratigraphiques antérieurs doivent regrouper plusieurs cycles de même type, ce qui impliquerait une évolution rigoureusement cyclique (J. KUKLA, 1969). La stratigraphie des loess et paléosols de Tchécoslovaquie (Cervený Kopec) montre qu'il existe sept cycles au-dessus de la dernière inversion du champ magnétique (J. KUKLA et V. LOSEF, 1969 ; J. DEMEK et J. KUKLA, 1969), mais l'âge d'environ 940 000 années B.P. fixé pour cette inversion reste discuté (H.M. VAN MONT FRANS, 1969). La mise en évidence de plusieurs cycles dans le "Cromer Complex" des Pays-Bas va dans le même sens. T. VAN DER HAMMEN, T.A. WIJNSTRA et W.H. ZAGWIJN (1971) admettent cinq cycles entre la base du Complexe cromérien et la base de l'Holocène pour une période estimée à environ 750 000 ans et considèrent que les cycles ont eu une durée de l'ordre de 120 000 à 150 000 ans. Ces cycles se décomposeraient d'ailleurs en cycles élémentaires, à l'image des fluctuations climatiques du Weichsélien, et ce rythme se manifeste dès la fin du Néogène. Mais pour les périodes anciennes, à plus forte raison pour les ères antérieures au Quaternaire, on observerait surtout les cycles majeurs de longue durée (T. VAN DER HAMMEN, 1965).

Aux Pays-Bas, si le climat devient très froid (arctique) au Pléistocène moyen et supérieur, surtout au Saalien et à l'Elstérien, il est déjà de type subarctique dès le Prétiglien avec des

températures moyennes d'été estimées inférieures à 10°C comme durant l'Eburonien et le Ménapien (W.H. ZAGWIJN, 1960). Des cryoturbations et des fentes de gel existent dans la Formation de Beerse (Eburonien) des Argiles de la Campine (R. FAEEF et R. VANHOONNE, 1970). En Angleterre, la présence du permafrost est admise à partir du Baventien (fin du Pléistocène inférieur) (G. WEST, 1968). Par contre les différences climatiques entre les phases chaudes du début et de la fin du Pléistocène apparaissent plus réduites.

Ces données chrono-climatiques sont fondamentales pour la compréhension de l'évolution géomorphologique conçue sous la forme d'une série de crises dont l'effet s'est exagéré à partir du Pléistocène moyen sans qu'il soit négligeable pour la période antérieure. Mais le bilan climato-sédimentaire que l'on tire de la litho-stratigraphie régionale est une donnée différente de l'échelle chrono-stratigraphique théorique, même pour le Pléistocène récent dont la connaissance est pourtant la plus avancée et qui, pour cette raison et parce qu'il constitue un modèle cyclique, doit être étudié en premier.

CHAPITRE 2

STRATIGRAPHIE GENERALE DU PLEISTOCENE SUPERIEUR

Le Pléistocène supérieur ou récent s'entend pour l'ensemble Eemien-Weichsélien (S. VAN DER HEIDE et W.H. ZAGWIJN, 1967 ; R. PAEPE, 1967 ; G. LUTTIG, 1968). Il paraît préférable de ne pas lui inclure la période saalienne de façon à respecter le principe qui consiste à faire commencer les divisions du Quaternaire par un interglaciaire. Cet ensemble formé par les derniers interglaciaire et glaciaire correspond aussi à un cycle climatique de premier ordre qui a valeur de modèle pour les phases plus anciennes. Enfin il recouvre l'ancienne appellation de "loess récents" dont l'individualité est particulièrement nette dans la région. Il déborde l'assise supérieure de J. LADRIERE pour englober une partie de son assise moyenne.

Comme la Région du Nord est à la charnière de la zone des loess du Bassin Parisien et de la zone sableuse et sablo-limoneuse de Belgique et des Pays-Bas, il est utile de confronter les données stratigraphiques de ces deux ensembles à la lumière des travaux récents, ce qui pose d'emblée le problème terminologique, avant d'es-

guisser les caractères propres du Pléistocène récent régional et de proposer une interprétation chrono-stratigraphique.

1 - Stratigraphies du Pléistocène récent dans les régions voisines
(Bassin Parisien et région belgo-néerlandaise)

L'emploi de la terminologie alpine a été longtemps traditionnel en Belgique comme en France. R. TAVERNIER et J. de HEINZELIN (1954, 1957) ainsi que F. GUILLENTON (1954, 1957) emploient cette nomenclature. Cependant R. PAEPE, après avoir fait de même (1964, 1966 a) justifie l'utilisation de la terminologie septentrionale (1967) et établit les corrélations avec le système néerlandais (R. PAEPE et W.F. ZAGWIJN, 1968, 1972), qui apparaît progressivement dans les travaux français (F. BOURDIER, 1969 ; J.F. LAUTRIDOU, 1968¹, 1972). Les chercheurs belges désignaient déjà couramment par les noms nordiques les interglaciaires (Eemien, en particulier). Il paraît alors logique, comme le souligne R. PAEPE, d'adopter l'ensemble de la terminologie, ce que nous avons fait dans nos premiers travaux (Discussions, 1967 ; J. SOMME, 1968).

En effet la Belgique et, de là, la France du Nord, se trouvent confrontées avec la nomenclature stratigraphique des Pays-Bas. Ce dernier pays, au contact même de la zone glaciaire pléistocène, a été le lieu de définition de la dernière mer interglaciaire (Eemien : localité-type près d'Aversfoort sur la rivière Eem) (F. HARTING, 1874, 1875 ; cf. article Eemien du Lexique Stratigraphique international, I, 4b, 1957). En Belgique même, le passage latéral des formations continentales aux dépôts marins (émiens) a été observé dans la région de Zelzate (R. PAEPE et R. VANHEGHE, 1967).

La coexistence des deux systèmes (Würm I, II, III,... et Glaciaire ancien, Pléiglaciaires, Tardiglaciaire) pose cependant des problèmes. L'inventaire des stratigraphies établies dans les

ensembles régionaux voisins montre les difficultés des corrélations, mais aussi leurs possibilités par l'intermédiaire de la litho-stratigraphie.

1 - 1. Bassin de Paris

A la suite des travaux de F. BORDES et F. BOURDIER, la stratigraphie du Pléistocène récent du Bassin Parisien (région de la Somme, région de la Seine surtout) repose sur une division en 3 ou 4 (ou même 5) stades würmiens, parfois eux-mêmes subdivisés : Riss-Würm, Würm Ia, Würm Ib, Würm I-II, Würm IIa, Würm IIb, Würm II-III, Würm IIIa, Würm IIIb, Würm III-IV, Würm IV. Cette division s'appuie sur la stratigraphie des grottes et la position des industries paléolithiques.

F. BORDES (1952, 1953, 1963, 1969) distingue dans le Bassin Parisien trois stades würmiens et un quatrième peu épais masqué par la pédogénèse holocène. Il insiste aussi sur la répartition régionale des faciès du Würm III et du Würm II de part et d'autre d'une ligne Oissel-Beauvais : au Nord de cette ligne, faciès de loess à doublets peu ou pas calcaire ; au Sud, faciès de loess homogène. Le contraste est cependant moins systématique pour le Würm II.

Le Würm III (loess granuleux ou sableux, loess homogène, ou loess à fins doublets ondulés) est parfois subdivisé. La subdivision majeure apparaît vers le bas, marquée par un cailloutis ou un faible sol (Goderville). Le loess récent III repose sur le suivant par l'intermédiaire d'un cailloutis faible de solifluxion ou un niveau de fentes de gel.

Le loess récent II conserve souvent à la partie supérieure un faible lehm de couleur orangé. Le loess lui-même, souvent à doublets, est cryoturbé. Les subdivisions sont moins nettes que dans le loess précédent. La base est marquée par un cailloutis plus épais ou des fentes de gel ; elle montre aussi un important ravinement.

Le lehm brun du loess I, peu épais, a souvent été érodé. Dans l'ensemble, le limon I est brunâtre, assez altéré, souvent avec des points noirs. Comme le loess III, il est nettement subdivisé, parfois en trois. La séquence théorique est alors la suivante de haut en bas : lehm et loess assez clair, cailloutis, loess altéré, cailloutis ou revêtement, sol noir (homogène, puis colluvial, puis de nouveau compact et tacheté), cailloutis de base, souvent épais, mais parfois absent. F. BORDES considère ce sol noir comme un "sol de prairie" et le met en corrélation avec le "limon gris à Succinées" de LAFRIERE.

La série des loess récents repose sur le "limon rouge fendillé", grand lehm interglaciaire, qui se présente sous la forme d'un limon brun rougeâtre très structuré (sol brun de forêt) ou d'un limon panaché (sans doute sol de forêt humide). Ce paléosol interglaciaire est souvent tronqué et surmonté de colluvions recouvrant le limon fendillé.

F. BOURNIER (1967 ab, 1969 a) propose un tableau chronostratigraphique des limons du Bassin de Paris (bassins de la Seine et de la Somme) en datant les principales phases interstadias. Parallèlement, M. LEROI-GOURHAN (1968) tente dans un tableau général de l'Europe d'établir les corrélations à propos de la dénomination des oscillations würmiennes. F. BOURNIER distingue ainsi la succession suivante dans les limons du Bassin de Paris : un Würm ancien (I et II) séparé du Würm récent (III à V) par un important interstade qui s'étend de -38 000 à -35 000, période où les industries moustériennes tendent à disparaître et où l'Homme de Néanderthal s'efface pour faire place à l'Homo sapiens. Cet interstade dit de Gottweig, puis de Laufen, est ensuite désigné par le niveau d'Argelo aux Pays-Bas (fig. 59) (T. VAN DER HAEGEN, G.C. MARLEVELD, J.C. VOGEL, M.H. ZAGWIJN, 1967) à la suite de la révision des sites précédents qui se sont révélés plus anciens (L. VALOCH, 1967 ; M. LEROI-GOURHAN, 1968).

F. BOURDIER, reprenant les descriptions de F. BORDES, distingue dans le Würm ancien les unités suivantes (de bas en haut) :

- érosion du paléosol Riss-Würm et cailloutis glissé sur la pente ;
- sol gris ou noir du type chernozen ;
- loess atypique argileux recouvrant le sol gris ou remaniant directement le paléosol interglaciaire (I a) ;
- cailloutis de solifluxion qui semble avoir érodé le paléosol de l'interstade d'Amersfoort vers -64 000 ;
- premier loess récent assez typique, légèrement lehrifié dans sa masse, avec faciès à doublets rares (I b) ;
- lehm brun, sans doute correspondant à l'interstade de Brørup vers -59 000 (I - II) ;
- gros cailloutis de solifluxion ;
- dernier loess du Würm ancien, bien typique, avec deux phases de cryoturbation, l'une à la base, l'autre au sommet ; faciès à doublets fréquent dans l'Ouest du Bassin (II a et b) ;
- sol brun ou jaune orangé de l'interstade d'Hengelo (II - III).

Les loess du Würm récent, peu développés, comporteraient plusieurs niveaux d'altération peu connus. F. BOURDIER se réfère à la chronologie établie en particulier par l'étude de la grotte du Renne à Arcy-sur-Cure (Arl. et A. LEROI-GOURHAN, 1965). Les interstades suivants sont distingués :

- interstade d'Arcy vers -28 000 ;
- interstade de Paudorf vers -25 000 ;
- interstade solutréen ; de Laugerie et de Lascaux, vers -18 000 et -15 000.

Mais la corrélation entre ces oscillations déterminées par l'analyse des grottes et la stratigraphie des niveaux des loess du Würm récent n'est pas établie en France. En outre la référence à "Paudorf" doit être abandonnée au profit de "Stillfried B" (J. FINK, 1969).

La chrono-stratigraphie de F. BOURDIER correspond dans l'ensemble à celle de F. BORDES (cf. Arl. LEROI-GOURHAN, 1968) : le Würm II est en particulier situé identiquement entre les interstades

de Brörup et d'Hengelo (ex-Laufen). Or cela cadre mal avec la stratigraphie des loess d'Europe (1969) où Stillefried E paraît partout une coupure majeure. L'important est aussi de noter la position chronologique que les deux auteurs attribuent au sol noir (cf. Limon gris à Succinées de LAFRIERE) qu'ils placent à la fin de l'Inter-glaciaire (F. BORMES, 1969) et avant l'interstade d'Amersfoort (F. BONDURIER, 1969a). Nous reviendrons sur la signification de ce pédo-complexe, horizon caractéristique de la zone loessique, après avoir évoqué les résultats des études stratigraphiques effectuées récemment en Belgique.

1 - 2. Belgique

A la suite des travaux de R. TAVERNIER, J. de HEINZELIN, G. MANIL, F. GUILLENTOPS et, plus récemment, R. PAEPE, la stratigraphie du Pléistocène récent de la Belgique est bien établie, aussi bien du point de vue litho-stratigraphique que de celui de la chrono-stratigraphie, en particulier grâce à des datations absolues (C 14) et des analyses polliniques effectuées dans les formations aussi bien stadiques qu'interstadiques (R. VANHOCORNE, E. BASTIN). Les travaux belges montrent aussi les problèmes que posent les corrélations avec les stratigraphies des régions voisines et permettent de dégager des conclusions méthodologiques concernant la recherche stratigraphique.

Les synthèses de R. TAVERNIER (1947^b, 1948^b, 1954^b) et de R. TAVERNIER et J. de HEINZELIN (1957) faisaient apparaître la stratigraphie suivante dans le cadre d'une division des dépôts de la dernière période glaciaire en trois limons récents :

- limon récent III : sous la "terre à briques" (ou loess lehmifié), limon rouge-brunâtre correspondant à l'horizon B d'un sol forestier holocène, le limon jaune friable (ou ergeron supérieur) est doux, calcarifère, tantôt homogène, tantôt stratifié. Dans la masse de l'engeron, il y a parfois possibilité de reconnaître des subdivisions (cailloutis ou changement de faciès). R. TAVERNIER (1954^b) note que

si le limon III est très constant sur de grandes étendues, il présente des variations régionales :

- Hainaut : limon stratifié avec lits sableux surtout à la base où apparaissent des coquilles terrestres ;
- Flandre : limon stratifié dont la base est parfois purement sableuse, rarement calcaire ;
- Hesbaye et plateau brabançon : limon homogène non-stratifié ("Brabantien" de RUTOT).

À la base de l'ergeron supérieur, un niveau graveleux, peu épais, à allure tourmentée, ravine le limon sous-jacent. Ce dépôt de solifluxion est de type nivéo-fluvial. Il affleure directement en Haute-Belgique, à moins qu'il ne s'agisse de solifluxions plus anciennes.

- limon récent II : l'ergeron moyen est défini comme un limon gris feuilleté. Assez argileux, il est parfois caractérisé par des alternances de lits sombres et de lits plus clairs sableux avec plissements et petites fentes de gel. C'est notamment le faciès sableux de la Flandre occidentale. Souvent existe à la partie supérieure un lehm interstadiaire, sol gris-blanchâtre ou gris-cendré.

La solifluxion de base est plus développée que celle du loess III : elle marque un ravinement important qui a souvent fait disparaître l'ergeron inférieur.

- limon récent I : le limon gris à points noirs ressemble à l'ergeron moyen, mais il est plus brunâtre, assez altéré et moins feuilleté. Un paléosol noir existe à sa base, comparable à celui signalé par F. BORDES. La solifluxion de base est la plus développée de la série stratigraphique.

Cependant F. GUILLETONS (1954), au terme de recherches en zone limoneuse divisait le "lirm" en deux parties seulement : l'Hesbayan marqué par un climat froid et humide ("loess-tundra" de J. BUDEL) et l'apport de loess nivéo-colien, et le Brabantien au climat froid et sec avec dépôt de loess colien ("loess-steppe" de J. BUDEL). Les deux types contrastés de formations sont séparés par le

sol interstadiaire de Kesselt, sol cryoturbé de type brun. F. GULLENTOPS a défini également le sol de Rocourt, horizon illuvial très altéré et argileux, de couleur rougeâtre prononcée, sur lequel reposent les deux formations récentes, comme datant de l'Interglaciaire Riss-Würm. F. GULLENTOPS décrivait également l'horizon humique à la base de l'Hesbayen, reposant sur le sol de Rocourt, en le considérant comme le résultat d'un processus pédologique indépendant du sol rouge sous-jacent, après l'avoir interprété comme horizon A 1 du sol de Rocourt (cf. la synthèse récente sur les sols fossiles pléistocènes de Belgique, de R. PAEPE, 1968 a).

Les travaux de R. PAEPE (1966 a, 1967, 1968 a, 1969 a), associés aux recherches paléobotaniques de R. VANHOORNE (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967), ont fourni une nouvelle synthèse stratigraphique du Pléistocène récent de la Belgique en corrélation avec la stratigraphie de l'Europe du Nord-Ouest.

R. PAEPE insiste sur la nécessité de tenir compte, dans la recherche de niveaux de référence qui peuvent présenter des grandes différences de faciès, des variations régionales qui ont affecté les conditions climatiques dominantes (sous l'angle de l'humidité en particulier) et aussi des positions topographiques locales. Il note également la rapidité des changements latéraux de faciès qui nécessite, du point de vue méthodologique, l'étude de longues coupes au lieu de profils étroits arbitrairement choisis.

A partir de ces critères, R. PAEPE (1967) décrit les unités litho-stratigraphiques dans les trois régions qui divisent la Belgique hors de l'Ardenne, distinguées en fonction des faciès de la couverture (cf. fig. 61) : zone loessique (région limoneuse, vallée de la Haine), zone de transition (Plaine de la Lys, région sablo-limoneuse, Plaine de l'Escaut), zone des sables de couverture (Vallée Flamanche, région sableuse, vallée de l'Escaut). Cet inventaire amène l'auteur à conclure à une bipartition du système stratigraphique

du Dernier Glaciaire. L'Interglaciaire émien est représenté soit par le sol de Rocourt soit par des dépôts fluviatiles et tourbeux. Le Pléniglaciaire A débute par des "limons et sables grossiers", avec le sol de Warneton, reconnu précédemment dans la Flaine de la Lys, qui offre un spectre pollinique proche de celui de l'interstade d'Uversfoort et qui est corrélé avec la partie supérieure du pédocomplexe de Stillfried A, en Autriche (R. PAEPE, 1966 a). En liaison avec la chrono-stratigraphie des Pays-Bas, cette première unité weichsélienne sera ensuite considérée comme représentative du "Début glaciaire" (Frühglazial) (W. ZAGWIJN et R. PAEPE, 1968) ou "Pré-Pléniglaciaire" (R. PAEPE, 1969 b). La seconde unité litho-stratigraphique, qui est séparée de la précédente par un niveau périglaciaire ("desert-pavement"), est typiquement représentée par des "formations limono-tourbeuses" à multiples petites fentes de gel, avec deux sols localement représentés (Poperinge, 45 600 B.P. ; Hoboken, 32 490 B.P.) qui seront corrélés avec les interstades néerlandais de Moershoofd et d'Hengelo (1968). Le sol cryoturbé de Kesselt (cf. F. GUILLENTOPS) ou de Zelzate (28 200 B.P.) est l'horizon majeur ("desert pavement 2") qui justifie la bipartition de la série weichsélienne. Sa corrélation avec l'interstade de Denekamp (1968) remplace le terme chrono-stratigraphique de l'audorf dont l'usage doit être abandonné (J. FINK, 1969) de même que celui de Gottweig, puisque les sols correspondants se sont révélés plus anciens. Par contre, il s'agit bien du même niveau que le sol de Stillfried B. Le Pléniglaciaire B (1967) ou Supérieur (1968) comporte deux couvertures séparées par un niveau de grandes fentes de gel ("desert-pavement 3").

Les études ultérieures menées en Ardenne confirment la généralisation de ce système stratigraphique défini en moyenne et basse Belgique (R. PAEPE, 1969 b). Par l'intermédiaire du N de la Belgique où existent des formations tardiglaciaires, la corrélation stratigraphique est établie avec les Pays-Bas (W.H. ZAGWIJN et R. PAEPE, 1968, 1972) où a été établie une évolution chrono-climatique précise du Pléistocène récent (T. VAN DER HAMMEN, G.C. LAARLEVELD,

J.C. VOGEL et W.H. ZAGWIJN, 1967). Le cadre chrono-stratigraphique comporte donc la succession : Début weichsélien (avec les interstades d'Amersfoort, Brørup et Odderade), Pléniglaciaire inférieur marqué par la première poussée de grand froid (fentes de gel), Pléniglaciaire moyen au climat moyennement froid avec trois phases interstadiques (Moershoofd, Hengelo, Denekamp), Pléniglaciaire supérieur qui débute vers 28 000 B.P. par une nouvelle poussée froide avant que le maximum ne soit atteint vers la fin de la période, Tardiglaciaire qui ne commence vraiment qu'avec l'oscillation de Bölling pour se poursuivre avec celle d'Allerød (cf. fig. 59).

Ce système qui a été utilisé pour la corrélation entre les stratigraphies de la Belgique et du Nord de la France (M. PAEPE et J. SOMME, 1970) servira de référence dans la présente étude qui rassemble des données en partie déjà largement développées (J. SOMME, 1968, 1969, 1971) (cf. fig. 63, 64).

Parallèlement, B. BASTIN (1969, 1970, 1971), fondant ses recherches sur la palynologie des loess et limons du Pléistocène récent, précise l'évolution du peuplement végétal au cours de la période et propose des corrélations avec certains niveaux interstadiques mis en évidence en France dans l'étude archéologique des grottes. S'il utilise une terminologie alpine inspirée de celle de Y. GUILLIEN (1968), son tableau chrono-stratigraphique recoupe dans l'ensemble le précédent. Il a l'inconvénient cependant de regrouper sous le terme de Néowürm les phases finipléniglaciaire et tardiglaciaire que des raisons climatiques et sédimentaires exigent de distinguer. L'Eowürm correspond au Début Weichsélien et se termine avec l'interstade d'Odderade, récemment découvert (F.R. AVERDIECK, 1962, 1967), signalé déjà dans la coupe d'Amersfoort (W.H. ZAGWIJN et R. PAEPE, 1968). B. BASTIN met en évidence les trois interstades de l'Eoweichsélien dans le diagramme pollinique de Rocourt (SW de Liège) obtenu par l'analyse du niveau de Warneton, mais dans des conditions très particulières de faciès ruisselé liées à une dépression locale ;

il s'agit donc d'un fait exceptionnel que l'on ne retrouve pas latéralement à Rocourt même et dans les autres coupes (Tongrinne).

Dans le Mésowurm, B. BASTIN ne retient qu'un seul interstade, se manifestant au niveau du sol de Kesselt, coupure stratigraphique majeure, et qu'il désigne sous le nom d'interstade d'Arcy-Stillfried B (ou d'Arcy-Kesselt), succession rapide de deux oscillations tempérées (cf. A. IERCI-GOURHAN, 1968) dont la seconde correspondrait au sol de Kesselt. C'est l'équivalent de l'Interstade de Denekamp (32 000 à 29 000 B.P. environ). Par contre B. BASTIN met en doute l'existence des interstades de Moershoofd (plus de 50 000 à 43 000 B.P.) et d'Engelo (39 000 à 37 000 B.P.), considérés comme des phases trop froides pour mériter cette désignation.

Enfin, il signale pour la première fois la manifestation dans des sédiments de plein air, à Maisières dans la vallée de la Haine, de l'Interstade de Laugerie-Lascaux jusque là reconnu seulement dans la stratigraphie de grottes (19 500 à 16 500 B.P.) et marquant la limite entre le Würm III et le Würm IV (A. IERCI-GOURHAN, 1968). En liaison avec cette chrono-stratigraphie de la France méridionale, B. BASTIN propose de fixer la limite inférieure du Tardiglaciaire à la fin de cet interstade. Il s'agit là d'une conclusion qui s'accorde mal avec celles tirées des données générales de la litho-stratigraphie de l'Europe du N.W. (cf. W.H. ZAGWIJN et R. PAEPE, 1963, 1972 ; G. WEST, 1969). La trace de cet interstade n'a pas été suffisamment reconnue dans des régions variées pour qu'on puisse lui attribuer une importance générale (B. FRETZEL, 1967). Il faut ajouter que les dépôts du Pléniglaciaire supérieur sont pauvres en éléments permettant de préciser la chrono-stratigraphie d'une phase qui est marquée par le maximum du froid, lequel se situe selon R. PAEPE et W.H. ZAGWIJN (1972) quelque part entre 26 000 et 14 000 B.P.. Par contre les données précises réapparaissent avec l'oscillation de Bölling qui se manifeste dans les formations du N de la Belgique (sol de Sta-brœek, 12 300 B.P. ; Rokser) (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967 ; R.

V.NHCORNE et C. VERBRUGGHEM, 1969) et des Pays-Bas. Il paraît donc logique de fixer le début du Tardiglaciaire au niveau de cette oscillation.

Dans le N de la France, un seul site aurait pu permettre de préciser les caractères de la fin du Pléniglaciaire supérieur : le gisement paléolithique supérieur d'Allaines (vallée de l'Aa). Cependant les traces d'occupation humaine qui comportaient un outillage difficilement comparable avec celui des gisements classiques évoquant certaines industries magdaléniennes de Belgique et de Suisse (R. AGACHE, 1971), se situaient dans une litho-stratigraphie particulière (cailloutis fluviatile) liée à des conditions locales et mal corrélable latéralement avec la couverture loessique typique qui, en outre, s'est révélée dépourvue de pollens quaternaires (A. LEROI-GOURHAN). La datation de $16\ 000 \pm 300$ B.P., obtenue sur un ossement d'Elephas primigenius associé à l'industrie, est en accord avec l'estimation de l'âge tardif du gisement.

Au terme de cet inventaire des recherches menées dans les régions voisines, il est possible de dégager quelques conclusions :
1° les unités litho-stratigraphiques qui s'observent sur de longues distances avec des caractères assez constants ne représentent qu'un bilan climato-sédimentaire. Celui-ci met en évidence certaines phases majeures de sédimentation, d'érosion et de déformation périglaciaires et au contraire conserve mal les paléosols des périodes interstadiaires. Il ne fournit donc pas une image continue de l'histoire du Weichselien.

2° il est donc vain de vouloir appliquer à la stratigraphie une chronologie théorique qui est la synthèse des données fournies par des sites divers et privilégiés, et de rechercher la trace de toutes les phases de l'évolution climatique. Le système de numérotation

qui caractérise la nomenclature alpine, au demeurant fort complexe et parfois contradictoire, apparaît inadéquat pour la stratigraphie de plein air.

3° L'interprétation chrono-stratigraphique doit tenir compte des paléozonations climatiques dont les limites sont de nature différente en période interglaciaire et en période pléniglaciaire. Ce principe, tiré de l'étude litho-stratigraphique, commande les corrélations à longue distance (cf. R. DAEJE et J. SCHME, 1970).

2 - La position de la Région du Nord dans la zone limoneuse de l'Europe du N.W

Dans l'ensemble de la façade N.W de l'Europe, la Région du Nord appartient à la bordure septentrionale de la zone limoneuse qui, par l'intermédiaire de la zone sablo-limoneuse belge, se trouve en continuité stratigraphique avec la zone sableuse du N de la Belgique et des Pays-Bas (fig. 60) selon un schéma qui se reproduit souvent en Europe du Nord (cf. La Stratigraphie des Loess d'Europe, 1969).

Cette répartition est fondée sur les faciès texturaux de la partie superficielle des dépôts du Pléistocène supérieur, mis en évidence par la carte graphique pédologique (R. TAVERNIER et R. MARECHAL, 1958) notamment en Belgique où les trois zones sont représentées. Cette division correspond aux variations régionales de faciès des sédiments essentiellement éoliens (cf. travaux de R. TAVERNIER et C.H. EDELMAN). La zone limoneuse est caractérisée par une couverture de loess, le plus souvent loess typique ; la zone de transition par un mélange de faciès éoliens limoneux et sableux, le contact s'effectuant plus ou moins rapidement (R. TAVERNIER, 1947b).

La Région du Nord appartient presque entièrement à la zone des loess, à l'exception de quelques secteurs (N du Houtland, plaines de la Lys et de la Scarpe) où les faciès sablo-limoneux prolongent la zone de transition belge. Il s'agit là cependant d'une

définition se rapportant à la couverture superficielle qui coïncide à peu près avec les dépôts du Fléris-Weichsélien supérieur. Si l'on tient compte des formations pléistocènes sous-jacentes, une subdivision doit être établie entre une zone limoneuse occidentale et une zone limoneuse orientale (Cambrésis, Hainaut) dont la limite peut être fixée au niveau de l'Escaut de Valenciennes. Cette subdivision repose d'abord sur les caractères d'épaisseur et de localisation topographique de la couverture limoneuse (cf. 1^{re} partie). Il apparaît ainsi que dans la zone limoneuse orientale, les épaisseurs les plus importantes se rencontrent en position de plateau, en particulier au niveau de la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Meuse, de l'Escaut et de la Somme, en France comme en Belgique (fig. 61, 62), comme cela avait déjà été bien mis en évidence par J. LADRIÈRE. Cette répartition des épaisseurs s'accompagne aussi d'une variation systématique des termes litho- et chrono-stratigraphiques constituant la couverture limoneuse.

D'une part, l'épaisse couverture à dominante loessique de la région sud-orientale est surtout imputable à la conservation de loess antéweichséliens. La série weichsélienne n'a en moyenne qu'une puissance de 3 à 5 m. Par contre, dans la région occidentale, les formations limoneuses ne datent essentiellement que de la dernière période glaciaire. Et lorsque les épaisseurs deviennent notables, en particulier en bas de versant, elles coïncident avec une stratigraphie weichsélienne plus importante (Lambersart). Ce trait se confirme, vers le N, à travers la Belgique, puisqu'à Zelzate l'accumulation du Dernier Glaciaire atteint 16 m et que des épaisseurs comparables sont fréquentes aux Pays-Bas (Breda, Dinkel-Valley) (R. PAERLE et J. SOMME, 1970 ; T. VAN DER HAMMEN et al, 1967). Le domaine septentrional qui débute avec la zone occidentale du loess possède donc un bilan sédimentaire weichsélien plus important et constitue de ce fait une province privilégiée pour l'étude de la période. Par contre la zone sud-orientale, plus riche en témoins antéweichséliens, qui se continue dans le Bassin Parisien, apparaît comme un domaine plus propice à

l'étude de la stratigraphie limoneuse du Pléistocène moyen. Ainsi, par exemple, il n'existe pas dans la Région du Nord de coupes comparables à celles de Saint-Romain, Saint-Pierre-les-Elbeuf ou du Tillet (cf. F. BORDES, 1954 ; J.P. LAUTRIDOU, 1968 ; J.P. LAUTRIDOU et G. VERRON, 1970) ou à celles du Bassin de la Somme (cf. F. BOURDIER, 1969a) où la couverture weichsélienne est par contre assez réduite. En outre la région limoneuse, dans son ensemble, est à peu près dépourvue de dépôts tardiglaciaires qui deviennent importants en Belgique et aux Pays-Bas, autre lacune qui caractérise la stratigraphie du Nord de la France.

La distinction régionale entre une zone limoneuse orientale et une zone limoneuse occidentale est fondée aussi sur des arguments litho-stratigraphiques. Si la presque totalité du Nord appartient à la région du loess, cela résulte du faciès de la couverture datant du Pléniweichsélien supérieur. Par contre, sous le niveau de Kesselt qui apparaît ainsi comme la coupure stratigraphique majeure, les dépôts présentent des caractères lithologiques variés. Le faciès loessique ne se maintient que dans la zone orientale, alors que dans la zone occidentale apparaissent des formations sableuses et sablo-limoneuses qui évoquent les régions septentrionales. Cela introduit le thème des paléozonations climato-sédimentaires et confirme la bipartition fondamentale de la dernière période glaciaire. Cela explique aussi que la zone occidentale, en particulier la région lilloise, plus propice par suite de l'épaisseur des dépôts soit très vite apparue comme un secteur privilégié pour la reconnaissance stratigraphique alors même qu'il avait été fortement négligé jusque là (J. SCHNE, 1967a, 1968, 1969c, 1971).

Il existe donc, des Pays-Bas au Bassin Parisien, une zonation de la sédimentation éolienne périglaciaire, tout à fait classique des latitudes tempérées de l'hémisphère Nord. Cette perspective commande l'exposé du bilan weichsélien offert par les formations limoneuses de la Région du Nord.

3 - Stratigraphie-type du Pléistocène récent (Lambersart, Marly, Marcoing).

La stratigraphie du Pléistocène récent peut être présentée à partir de trois coupes-type situées dans la zone occidentale (Lambersart), à la bordure de la zone limoneuse orientale (Marly) et à l'intérieur de cette dernière zone (Marcoing). Les données fournies par ces trois coupes localisées dans des provinces pléistocènes différentes se confirment ou se complètent, et leur corrélation permet plus largement de saisir les transitions entre la zone sablo-limoneuse belge et la région loessique du Bassin de Paris. Les profils de Lambersart et de Marcoing ont déjà donné lieu à des publications détaillées (J. SOMME, 1968, 1969c; J. SOMME et A. TUFFREAU, 1971); celui de Marly n'a été présenté que d'une façon schématique dans le cadre d'une synthèse franco-belge (R. PAEFE et J. SOMME, 1970), mais a donné lieu à un Mémoire de Maîtrise du Laboratoire de Géomorphologie de Lille (J. CARTIGNY, 1971).

3 - 1. Lambersart (région lilloise)

Cette coupe, qui avait été préalablement étudiée en collaboration avec R. PAEFE, a été présentée aux membres de la Commission du Loess de l'INQUA lors de la réunion tenue en 1967 en Belgique et dans la région lilloise (Discussions, 1967).

- situation (fig. 65)

A la sortie Ouest de Lille, la briqueterie de Lambersart (fle Lille 1/25 000 n° 5-6; $x = 648,1$; $y = 328,3$; $z = 25$) exploite les limons du versant occidental de la vallée de la Deûle, au droit de l'interfluve entre cette rivière et le Wuisseau du Corbeau qui rejoint la Deûle en aval de Lille. La coupe, située vers 25 m d'altitude, occupe à l'extrémité nord-est du Pays de Weppes la partie inférieure du long versant en pente douce de la vallée de la Deûle. A cet endroit, la vallée s'élargit largement après son resserrement, quelques kilomètres en amont, à la traversée de l'anticlinal du Mélandois (J. SOMME, 1967a).

La pente du versant, déjà faible (maximum = 3-4 %) tout au long du Pays de Weppes, s'amenuise encore : la coupe se situe dans une faible concavité basale dont la pente n'atteint plus 1 % dans ce secteur. La pente moyenne depuis le Fort d'Englos (alt. 49) jusqu'au fond plat du talweg de la Deûle (alt. 19) est de l'ordre de 0,5 % (J. SOMME, 1966). Cette légère pente est suffisante pour que la coupe étudiée soit caractéristique d'une litho-stratigraphie de versant, dans une morphologie où le type de sédimentation quaternaire est influencé par les nuances topographiques.

Le substrat est constitué par le Landénien argilo-sableux qui repose sur la craie vers la cote -5. L'ensemble de la structure plonge vers le nord-ouest, en direction de la Plaine de la Lys où l'argile yprésienne est largement conservée. Celle-ci vient se terminer en biseau à la partie supérieure du Pays de Weppes : elle est encore exploitée à la briqueterie de Lomme à l'alt. 37, sur le même versant.

L'épaisseur des dépôts quaternaires peut être estimée, à la briqueterie de Lambersart, à environ 13 m. L'usine exploite un front de 8 m ; un sondage aurait rencontré l'argile de Louvil à 13 m de profondeur, sous 5 m de sable, en partie mêlé de galets de silex cassés, d'éclats de silex et de blocs de tuffeau landénien. On doit donc considérer ce sable inférieur comme totalement quaternaire et admettre une épaisseur d'au moins 13 m pour la couverture quaternaire du versant de la vallée de la Deûle au niveau de Lambersart (fig.66) (cf. J. GOSSELET, 1905a; J. LADRIERE, 1885). Cette couverture s'épaissit donc légèrement avec la pente, elle n'a que 5 à 8 m à Lomme. Au fond de la vallée, l'interprétation des sondages (B.R.G.M., Lille) permet d'attribuer une épaisseur de 17-19 m au Quaternaire qui remblait le talweg creusé dans la craie. Mais ces dépôts de fond de vallée présentent des faciès relativement uniformes de sables avec graviers de craie sous une mince couverture de limons tourbeux.

- description des profils (fig. 67)

Le profil principal B est orienté parallèlement à la pente selon une direction NW-SE. Il est complété par des coupes séparées, levées aux deux extrémités de l'exploitation, qui permettent de reconstituer une coupe verticale plus complète et d'apprécier les variations latérales. L'avancement de l'exploitation a permis de compléter ces observations par le levé des profils H et I en 1970.

Malheureusement les coupes levées antérieurement ne sont plus visibles et la carrière est appelée à disparaître.

L'ensemble des coupes offre la stratigraphie générale suivante, de haut en bas :

- 1) sol actuel (horizon Ap) développé dans un limon brun jaunâtre. Epaisseur : 0,30-0,50 m.
- 2) limon brun jaunâtre décalcifié à structure polyédrique avec coatings ; horizon B-textural ("terre à briques"). Ep. : 1 m.
- 3) limon brun jaunâtre (10 YR 5/8), compact, doux au toucher, calcaire avec concrétions calcaires ("poupées"). Ep. : 1 m.
- 4) limon jaune brunâtre (10 YR 6/6) légèrement sablonneux, à taches grises et pseudomycélium apparaissant vers le bas. Ep. : 1 m.
- 5) limon gris, légèrement brunâtre (2,5 Y 6/2) avec grosses taches jaunes et nombreuses traînées brunes (7,5 YR 5/8) ferrugineuses subverticales. Ep. : 0,50 m. Dans les profils H et I cette couche s'individualise plus nettement par sa couleur gris bleuâtre et de grandes involutions incorporant des petits cailloux yprésiens.

Les contacts entre les couches 1 à 5 sont liés à la couleur et à la structure. La limite de décalcification, subhorizontale, est très marquée entre les couches 2 et 3. Le passage entre les couches 4 et 5 est progressif.

- 6) horizon cryoturbé : cailloutis mince formé de cailloux yprésiens plats et usés (L max. = 2 cm) reposant sur une ligne de petites fentes

diffuses développées dans un limon argilo-sableux brun jaunâtre (10 YR 5/6), non calcaire, avec taches ou picules rouilles (7,5 YR 5/5).

Esquisse de grande cryoturbation à la base du limon 5 qui affecte le cailloutis. Ep. moyenne : 0,25 m.

7) complexe formé d'une sédimentation finement alternée de limon jaune pâle et de sable argileux brun jaunâtre finement stratifiés avec multiples lignes de petites fentes, déformées dans le sens de la pente, dont certaines sont recouvertes d'un fin cailloutis discontinu (du même type qu'en 6). La stratigraphie subhorizontale de ces formations litées à multiples petites fentes (7 a) devient largement ondulée vers le bas en même temps que la texture sableuse tend à prédominer (7 b). Les taches grises et les points noirs deviennent également nombreux vers le bas. Certaines traînées ferrugineuses de la couche 5 traversent tout ce complexe qui a une épaisseur variable : 0,50 m-1 m au NW (D,A), 1,50 m au SE (B,E) ; il disparaît presque totalement vers l'W (C à I) et vers le S (H).

8) larges fentes souvent contournées et parfois dédoublées (h et l = 0,25 m), avec un remplissage sablo-argileux brun contenant un cailloutis abondant (cailloux yprésiens et silex anguleux usés). Cailloutis en ligne assez régulière à la partie supérieure. En H, les fentes deviennent plus fines et plus profondes (max. environ 1 m) (fig. 68).

9) limon doux mâle (10 YR 6/3), brun jaunâtre et gris, à linéoles brunes très contournées avec quelques fentes diffuses, surmontant une couche tronquée et déformée par les fentes 8. La base devient sableuse avec plusieurs lignes de petites fentes. Ep. : 0,25 m-0,30 m. Cette couche disparaît presque totalement en H et I.

10) complexe lité à texture sablo-argileuse dominante.

En haut : sous un cailloutis assez continu surmontant une ligne de fines fentes, alternance de limon sableux brun jaunâtre et de sable argileux brun à granules d'argile. Quelques lignes de petites fentes de moins en moins nettes vers le bas. Cailloutis sporadiques.

En bas : sable argileux jaune brunâtre au litage faiblement ondulé avec nombreux points noirs et taches grises. Ep. : 2 m.

11) cailloutis formé d'un gravier de cailloux à enduit noir (yprésien et silex usés). Ce cailloutis constitue un niveau continu, vers le haut, reposant sur un liseré de sable grossier jaune clair. Il se mélange, au-dessous, à un sable jaune-brunâtre qui forme des poches contournées dans le complexe suivant.

12) complexe de limons et sables soliflués :

- sable jaune brunâtre avec cailloutis abondant.
- sable jaune verdâtre, plus ou moins grossier, parfois en stratification oblique dans les poches.
- limon lité gris compact à structure lamellaire avec points noirs et filets ferrugineux.

Ep. variable : 0,50 m environ.

13) limon légèrement sableux gris à taches ferrugineuses et points noirs, finement lité, à structure fendillée. Ce limon, apparaissant au fond de l'exploitation, dont l'observation est gênée par l'eau, est raviné par le complexe précédent et pénétré par quelques fines fentes (fig. 69).

La comparaison des diverses coupes permet d'observer des variations latérales :

- le limon de couverture reste très constant ; il repose toujours sur le même horizon cryoturbé (couche 6).
- le complexe 7 s'épaissit de A à B, dans le sens de la pente générale du versant. La partie supérieure, à stratification plus régulière (7a) prend en particulier plus d'importance. Mais, latéralement, l'ensemble 7 disparaît.
- le niveau de larges fentes (8) reste constant. Cependant en E apparaissent, à côté des larges fentes courtes, d'étroites fentes profondes qui deviennent fréquentes en H.
- les couches 9 et 10 présentent des variations entre les coupes B et E et les autres. Le limon 9, bien représenté en B et E, est plus réduit dans les autres profils. Parallèlement les fines fentes qui surmontent le complexe 10 sont plus marquées en C et D, où ce niveau ravine les couches sous-jacentes.

- enfin les niveaux-repères (6 et 8) présentent des pentes conformes à celles de la surface du sol, quoique légèrement et inégalement plus marquées.

Au total, la coupe de Lambersart est surtout caractérisée par deux types de formations, loess de couverture et formations limono-sableuses litées de part et d'autre d'un horizon-repère cryoturbé.

3 - 2. Marly (Valenciennois)

- situation

Les travaux de l'autoroute A2 ont nécessité la construction d'un ouvrage important (double pont routier et ferroviaire) à l'E de Valenciennes, dont le chantier a pu être suivi en permanence durant les années 1969-1970 (J. CARTIGNY, 1971). Située à la limite des communes de Marly et de Saultain (fle Valenciennes 1/25 000 n° 3-4 ; x = 687,6 ; y = 294,25 ; z = 64), la fouille, profonde de plus de 12 m, s'ouvrait sur le versant méridional du talweg du Roleur, affluent de rive droite de l'Escaut, vers la terminaison du long glacis crayeux hennuyer. En outre la coupe se situait en position d'interfluve entre deux légers vallons adjacents (fig. 70). Dans ce secteur, la couverture quaternaire a une épaisseur assez constante de 10 à 15 m sur les versants et les interfluves (15 m au Fort de Curgies), caractère typique de la zone limoneuse orientale. Ces limons reposent en général directement sur la craie sénonienne, contrairement à ce qu'indique la carte géologique. Ce fait avait déjà été relevé par J. LADRIERE (1879a) qui avait publié la coupe d'un puits voisin (15 m de Quaternaire, dont 5 m de formations à silex, reposant sur la craie). Ce n'est qu'au Fort de Curgies (fle Le Quesnoy 1/25 000 n° 1-2 ; x = 690,1 ; y = 291,6 ; z = 105) qu'il avait pu reconnaître la stratigraphie détaillée (1886a) avec ses trois assises presque complètes (1890b).

- description (fig. 64, 70)

Les profils A, B et C levés sur les parois W, S et E permettent de reconstituer la stratigraphie complète suivante (de haut en bas) :

1) 0 à 2,30 (ou 3 m) : limon brun jaunâtre foncé (10 YR 4/4 à 3/4), argileux, non calcaire, à structure polyédrique marquée avec revêtements argileux, en partie remanié en surface (débris anthropiques). Ep. : 2,30 à 3 m.

Vers le bas, limite nette de décalcification qui tantôt traverse cette couche, tantôt la couche suivante.

2) 2,30 à 2,80 m : limon brun à brun grisâtre (10 YR 4/3 à 5/2), légèrement argileux, à petites taches ferrugineuses, points noirs et pseudomycélium abondant ; calcaire (12 %). Ce niveau est également caractérisé par des enclaves limoneuses jaunâtres non calcaires. Ep. : 0,25 à 0,50 m.

Cette couche pénètre par des langues effilées, en forme de fentes peu profondes, dans la couche 3. Le contact est jalonné par des concrétions calcaires ("poupées").

3) 2,80 à 3,60 m : limon brun jaunâtre (10 YR 5/4), doux au toucher, finement lité, calcaire (8,8 %). Ep. : 0,80 m.

4) 3,60 à 6 m : complexe limoneux calcaire (8 à 13 %) :

- b, d, f : limon brun jaunâtre finement lité avec alternance de lits plus clairs (10 YR 6/6) et plus foncés (10 YR 5/6) et multiples lignes de fentes. Ces dernières sont surtout nettes dans le niveau d plus épais (environ 1 m), qui comporte en outre, vers le bas, de petits éclats de silex noirs non usés (L = 1 à 2 cm). Le niveau f est caractérisé par l'abondance de points noirs ferrugineux.

- a, c, e, g : limon argileux brun grisâtre (10 YR 5/2 à 5/3) avec concrétions calcaires roulées, qui pénètre en fentes peu profondes dans les niveaux lités.

5) 6 à 8 m : limon argileux brun jaunâtre (10 YR 5/8) devenant plus rougeâtre vers le haut (7,5 YR 5/4 à 5/6), non calcaire, lité, avec nombreux points noirs. Le litage devient de plus en plus ondulé vers

le bas où apparaissent des lentilles de limon sableux et des petits éclats de silex (structure de ruissellement plus nette). Cette couche est limitée en haut et en bas par un contact de ravinement. Réduite à 0,25 m à l'E, elle s'épaissit dans le sens de la pente pour atteindre 2 m à l'W, et même plus au niveau des poches qui pénètrent dans les couches 6 et 7.

6) 8 à 8,40 m : limon brun noirâtre (10 YR 4/2) en haut, devenant brun jaunâtre (10 YR 5/6) vers le bas, non calcaire. Cette couche est inégalement conservée, étant érodée par des poches qui peuvent pénétrer sur plus d'1 m dans les couches sous-jacentes. Ces poches sont alors remplies par des formations ruisselées et solifluées où se mêlent des lentilles de limon 6 et de limon 7 au milieu des limons sableux et graveleux avec petits galets d'argile de la base de la couche 6. Parmi les silex jalonnant ce contact de ravinement ont été trouvées (J. CARTIGNY) deux pièces taillées, découverte signalée à R. AGACHE (1971). En outre, de longues fentes étroites mais profondes (plus de 2 m) s'ouvrent au niveau supérieur du limon brun noirâtre.

7) 8,40 à 9,40 m : limon argileux fendillé non calcaire brun rougeâtre (7,5 YR 5/6), décoloré vers le haut où le contact avec le limon 6 est assez progressif ; langues grisâtres subverticales. Epaisseur constante d'environ 1 m, sauf au niveau des poches où il est partiellement érodé.

8) 9,40 à 10,40 m : limon brun jaunâtre (10 YR 5/6 à 5/8), lité, non calcaire, avec une ligne de fines fentes.

9) 10,40 à 11,50 m : limon brun jaunâtre (10 YR 5/6), peu lité, non calcaire, avec de nombreux points noirs et des taches grisâtres. Se charge vers le bas de blocs de tuffeau landénien. Le reste du profil n'a pu être reconnu qu'ér sondage.

10) 11,50 à 12,50 m environ : formation graveleuse (silex, blocs de tuffeau, blocs et granules de craie) à matrice limono-crayeuse, avec deux lignes de silex à la partie supérieure.

11) 12,50 m : craie altérée.

La coupe de Marly montre donc trois ensembles litho-stratigraphiques (loess de couverture, formations limoneuses litées et complexe limon grisâtre-limon brun rougeâtre) séparés par deux horizons-répères à fentes. On retrouve ainsi les unités distinguées par J. LADRIERE (1890) dans ses assises supérieure et moyenne :

N° des couches	Unités de J.LADRIERE	Unités de V.COMMONT
1	Limon supérieur	Loess récents
2-3-4-5	Ergeron	
	Gravier supérieur	
6	Limon gris	Loess anciens
7	Limon fendillé	
8-9	Limon doux à points noirs	
	Gravier moyen	

3 - 3. Marcoing (Cambrésis)

La coupe de la Briqueterie Debus à Marcoing (Cambrésis) permet de compléter le profil-type de la zone limoneuse orientale. Elle a en outre l'intérêt de comporter une industrie moustérienne de tradition acheuléenne qu'il a été possible de situer exactement dans la stratigraphie (J. SOMME et A. TUFFREAU, 1971 ; A. TUFFREAU, 1971).

-situation (fig. 71, D, E)

Située au S de Cambrai, sur un éperon entre la vallée de l'Escaut et le vallon de l'Eauette, l'exploitation occupe une position de plateau qui influe sur la litho-stratigraphie (fle Cambrai

1/25 000 n° 7-8 ; x = 659 ; y = 269,8 ; z = 98). Cependant la couverture quaternaire est assez réduite (8 m) par suite de la situation encore septentrionale, ce qui limite d'autant l'épaisseur de la séquence du Pléistocène récent (2 à 3 m). Le profil ne montre donc que les unités les plus permanentes ; par contre il a bien enregistré et conservé les grandes fentes de gel qui manquaient dans la coupe de Marly. L'épaisseur totale des limons quaternaires doit être de l'ordre de 8 m. Le substrat qui n'a pas pu être reconnu en sondage est constitué soit par la craie, soit par un témoin landénien peu épais. Le Landénien continental qui remplit une vaste poche de la craie est en effet visible un peu au N à Noyelles-sur-Escaut (A. BONTE et E. RICHEZ, 1953).

- description

Un levé détaillé de la coupe actuellement en exploitation (L = 75 m ; h = 3 à 4 m) a été effectué à l'automne 1970. Un nivellement a montré que le profil, orienté dans le sens de la pente, se localise à la partie tout à fait supérieure du versant. Au NW, la coupe se situe au sommet même de l'interfluve (alt. 98 m) ; ce n'est qu'à son extrémité SE que la pente du sol actuel devient sensible avec une valeur de l'ordre de 1° (fig.71, B et C). Le front d'exploitation n'offre les formations limoneuses que sur environ 3 m.

L'ensemble du profil montre une stratigraphie constante régulière avec les unités suivantes, de haut en bas (fig.71, A) :

1) horizon humifère Ap ; ép. : 0,20 à 0,30 m.

2) limon brun jaunâtre (10 YR 5/4), non calcaire, finement poreux, avec structure prismatique et revêtements argileux brunâtres ; horizon Bt ; ép. : 1 m.

3) limon légèrement argileux, brunâtre (7,5 YR 4/4), légèrement grisâtre avec picules rouille, non calcaire. Cet horizon peu épais (0,10 à 0,20 m) est cryoturbé et surmonté par quelques rares petits silex (L = 2 à 3 cm). A ce niveau s'ouvrent de grandes fentes, larges d'environ 1 m, qui pénètrent tout le profil sous-jacent, et dans

lesquelles le limon brunâtre, mieux développé, est irrégulièrement descendu.

4) limon brun jaunâtre (10 YR 5/4), non calcaire, finement lité avec petits galets d'argile brune ; ép. : 0,50 m. Le litage devient plus net au SE (points 0-5).

5) limon brun grisâtre (10 YR 3/2 à 5/2), non calcaire, légèrement argileux, avec picules noirâtres, en sédimentation irrégulière de solifluxion, cependant en général plus foncé à la partie supérieure. Le sommet de ce limon grisâtre est plus sinueux (petites involutions) et jalonné par des silex disposés à plat (L = quelques cm) qui apparaissent également dans la masse. Ep. moyenne : 0,30 - 0,50 m. Ce niveau est également affecté par de grandes fentes dans lesquelles le limon grisâtre s'enfonce le long des parois espacées.

6) limon argileux compact, non calcaire, brun rougeâtre (7,5 YR 5/6), localement tacheté grisâtre à la partie supérieure et fendillé. La limite avec la couche sus-jacente, assez indistincte, est cependant marquée par un niveau de silex discontinu (L = quelques cm). Quelques rares silex apparaissent dans la masse. Ep. : 0,50 à 1 m.

7) limon doux brun jaunâtre (10 YR 5/4), calcaire, avec lits de granules de craie et poudres, visible sur 0,50 m (max.) à la partie NW (points 20 - 75).

Le reste de la stratigraphie a été reconnu par sondages à la tarière (point 75) :

la couche 7 se développe ainsi sur 1,5 m d'épaisseur. Sa base, plus argileuse, est marquée par un cailloutis de silex et granules de craie (ép. : 0,05 m).

8) limon argileux bariolé ocre et gris à granules de craie ; ép. : 0,45 m.

9) limon argileux brun jaunâtre à granules de craie ; ép. : 1,30 m.

10) argile compacte bleuâtre avec petites taches rougeâtres, reconnue sur 0,50 m. D'après les sondages effectués dans la région (Ar-

chives B.R.G.M., Lille), le substrat devrait se trouver à faible profondeur sous cette couche argileuse.

Le levé détaillé du front sur une longue distance (75 m) montre que la stratigraphie est constante avec la superposition des couches 1 à 7 et que l'ensemble tend à plonger vers le SE comme la surface du versant actuel. Les épaisseurs des couches sont également assez constantes. Cependant vers le point le plus bas de la coupe (points 0-6), l'ensemble superposé au limon rougeâtre augmente légèrement d'épaisseur.

L'existence de grandes fentes de gel est l'autre fait majeur de cette stratigraphie. Deux niveaux de fentes sont à distinguer, l'un situé au sommet du limon 5, l'autre à la partie supérieure du limon 3.

Une première série de fentes s'ouvre au niveau du limon grisâtre 5. Ces fentes sont inclinées et déformées dans le sens de la pente, et souvent dédoublées. Elles sont colmatées par le limon grisâtre, érodé latéralement, dont les caractères sont ainsi mieux conservés. A la base, le remplissage est plus hétérogène et grossier, avec des silex disposés parallèlement aux parois, jusqu'à l'extrémité effilée de la fente. Ces silex proviennent de la couche 5 ; cette observation est essentielle pour la détermination de la position de l'industrie (Moustérien de tradition acheuléenne). Certaines fentes inférieures, qui sont alors déformées dans le sens de la pente, n'affectent pas les terrains sus-jacents (points 22-23) ou bien sont recoupées par les grandes fentes supérieures (points 46-48). D'autres, plus larges, sont incorporées dans les grandes fentes de la seconde série.

Une seconde série de fentes s'ouvrent, en effet, au niveau du limon 3 et pénètrent verticalement jusqu'à la base de la coupe où elles se terminent d'une façon effilée. Leur profondeur, de l'ordre

de 2 m, est assez constante ; leur largeur au sommet, et de là leur forme sont plus variables : 0,50 à 1 m. La forme plus ou moins évasée des fentes semble liée à une genèse complexe. Les plus larges d'entre elles paraissent avoir rejoué au droit d'une fente inférieure et s'y emboîtent. Cette double génération est nette au SE de la coupe (points 2-5) où les deux fentes superposées sont déformées dans le sens de la pente et, par suite, légèrement décalées. L'influence de la pente, décelée dans la topographie actuelle, se manifeste donc sensiblement dans cette partie du profil, où les fentes deviennent plus rapprochées (fig.71, B).

Ces grandes fentes de gel sont des repères essentiels de la stratigraphie par leur signification climatique et leur extension générale dans les dépôts weichséliens de l'Europe du Nord-Ouest (J. DYLIK et G.C. MAARLEVELD, 1967). Elles ont l'avantage d'être présentes à Marcoing dans une coupe qui montre, sous une forme contractée, les mêmes unités principales que le profil de Marly.

4 - Interprétation générale.

Les profils de Lambersart, Marly et Marcoing contiennent les unités litho-stratigraphiques caractéristiques du Pléistocène supérieur régional qui ont été corrélées avec les données belges et néerlandaises (R. LAETE et J. SOMME, 1970) qui fournissent les repères chronologiques (fig. 63 et 64). Dans un souci d'exposé synthétique, l'interprétation sera présentée à partir de l'Eemien.

4 - 1 L'Eemien et le Début du Weichsélien : complexes sol de Warneton-sol de Rocourt, sables et limons

L'ensemble de la période qui couvre l'Interglaciaire éemien et le Weichsélien ancien, caractérisé par les interstades d'Amersfoort, Brørup et Odderade séparant les premières phases moyennement froides, est représenté par deux faciès stratigraphiques, l'un représentatif

de la zone limoneuse orientale (Marly, Marcoing), l'autre prédominant dans la zone occidentale (Lambersart).

Dans la zone limoneuse orientale, il s'agit d'un complexe très constant (couches 6 et 5 de Marcoing, 7 et 6 de Marly) correspondant au limon fendillé et limon gris de J. LADRIERE. Cet auteur avait bien mis en évidence l'unité de ce complexe en fixant au sommet du limon gris la limite entre ses assises moyenne et supérieure.

C'est en effet le pédocomplexe que l'on retrouve dans toute la zone limoneuse européenne et que R. FAET (1966 a) a corrélaté, à partir de la coupe de Tongrinne (près de Charleroi) avec "Stillfried A", interprétation confirmée lors de la réunion de la Commission du Loess de l'INQUA (1967). Les couches Marly 7 et Marcoing 6 (limon fendillé de J. LADRIERE) représentent l'horizon Bt, partiellement conservé, du sol interglaciaire (sol de Rocourt de F. GUILLENTOPS) de type brun lessivé, développé dans le loess saalien. Comme dans tous les profils, il apparaît avec une structure fendillée et un enrichissement en argile plus important que le sol holocène dont il diffère également par la teinte plus rougeâtre :

sol émien	% < 2 μ	sol récent	% < 2 μ
Marly 7 (éch. 507)	35	Marly 1 (éch. 500)	32,5
Marcoing 6 (éch. 525)	30	Marcoing 1 (éch. 520)	27,5

Il faut d'ailleurs noter que dans la coupe de Marly, ces deux sols présentent un aspect plus évolué que dans de nombreuses autres coupes. Ce fait déjà noté par J. LADRIERE (1881, 1890b) caractérise le Hainaut septentrional. Le sol émien a été dégradé par hydromorphie (langues de décoloration) et érodé par solifluxion lors du Début glaciaire. Plus encore à Marcoing qu'à Marly, il est difficile de marquer avec précision sa limite supérieure.

Si le contact avec le limon grisâtre sus-jacent (Marly 6 et Marcoing 5) est en général flou, il a été démontré que ce dernier ne pouvait représenter l'horizon éluvial du sol interglaciaire (cf.

R. PAEFE, 1967, 1968 a), mais constituait un nouvel apport loessique dans lequel s'est développé une pédogenèse de type steppique dans la phase prépléniglaciaire. A Marly comme à Marcoing, le contact est jalonné par quelques petits éclats de silex. Il s'agit d'un limon dont la texture est typique d'un loess surtout à Marly :

Echantillon %	< 2 μ	2-20 μ	20-50 μ	> 50 μ
Marly (L. 482)	22,5	20	53,15	4,35
Marcoing (523)	25	32,5	35,7	1,80

Mais le faciès est soliflué et on observe à Marcoing de petites fentes syngénétiques qui évoquent déjà une sédimentation périglaciaire. Ce limon représente un bilan pédo-sédimentaire puisque les analyses polliniques, en dehors du résultat particulier obtenu par B. BASTIN à Rocourt, n'ont pas réussi à distinguer les divers interstades (R. PAEFE et R. VANHOORNE, 1967). Ce pédocomplexe a été désigné par R. PAEFE du nom de "sol de Warneton" dont la localité-type se trouve en bordure de la Plaine de la Lys et dans laquelle il présente d'ailleurs un faciès beaucoup plus hydromorphe.

Dans la coupe de Lambersart, représentative de la zone occidentale, le sol interglaciaire de Rocourt n'est pas conservé par suite de l'érosion qui affecte le limon saalien sableux (couche 13), attestée par le complexe ruisselé (couche 12) qui constitue la base de la sédimentation weichsélienne. L'observation détaillée de ce contact qui a été faite sur le fond de la carrière (fig. 69) montre que le Saalien, de faciès tantôt limoneux doux, tantôt limono-sableux, fortement hydromorphe, a été soliflué et raviné par un sable argileux brun lité surmontant un liseré caillouteux et sableux. En outre des fentes de gel étroites jalonnent ce contact, et attestent un refroidissement marqué dès le début du Weichsélien, ce qui est en accord avec les caractères du même complexe de "sables et graviers" reconnu par R. PAEFE dans la zone des sables de

couverture (fig. 6). Le cailloutis, particulièrement développé à la partie supérieure du complexe (niveau 11) qui jalonne une surface absolument rectiligne, est formé de silex, de cailloux yprésiens et de nombreux fossiles silicifiés landéniens ou cuisien (Nummulites planulatus, Turitella solanderi, Olivella, fragment de Cyprina) (détermination : C. CAVELIER). Ces témoins éocènes semblent avoir été alimentés en partie par le cailloutis de la base du Quaternaire qui est conservé à Lambersart à 13 m de profondeur.

La couche 10 de Lambersart forme une unité litho-stratigraphique caractérisée par sa texture à dominante sablo-argileuse. (éch. 200 : $< 2\mu = 28\%$; $2-50\mu = 33\%$; $> 50\mu = 39\%$), son litage, l'abondance des points noirs et des taches de réduction. Elle correspond au "limon gris à points noirs" de R. TAVERNIER et au complexe des "limons et sables grossiers" de R. PAEPE, unité définie dans la zone de transition et la zone des sables de couverture. Le sol de Warneton n'est pas présent sous son faciès typique humifère, parfois tourbeux, mais il est possible de voir son équivalent dans l'hydromorphie particulièrement forte vers le haut. Cette interprétation est en accord avec les variations de faciès pédologique de ce niveau dans la zone de transition. Elle repose aussi sur la présence des premières grandes fentes de gel qui s'ouvrent à la partie supérieure.

4 - 2. Le Pléniglaciaire inférieur : cailloutis et fentes de gel

Le niveau d'érosion qui se situe dans les coupes de Marly et de Marcoing au sommet du sol de Warneton est le premier fait morphologique majeur de la série weichsélienne dans la zone limoneuse orientale, signalé par le "gravier supérieur" de J. LADRIERE. En effet, un cailloutis de silex assez développé jalonne le niveau supérieur érodé du limon grisâtre. Il comporte à Marcoing l'industrie moustérienne de tradition acheulénne ; c'est au même niveau qu'à Marly ont été trouvées quelques pièces taillées (J. CARTIGNY). Le plus souvent, plusieurs industries moustériennes remaniées sont mélangées dans ce cailloutis (A. TUFFREAU, 1971) qui témoigne d'une

importante érosion des dépôts antérieurs. Le limon grisâtre est en effet toujours soliflué, plus nettement à Marcoing qu'à Marly, et ce remaniement est imputable surtout au Pléniglaciaire inférieur.

Ce niveau est extrêmement complexe et apparaît surtout comme un hiatus sédimentaire. Des fentes de gel fines et profondes le pénètrent, qui se sont ouvertes après la première phase d'érosion qui a réalisé le glacis jalonné par le cailloutis (cf. "desert pavement 1" de R. PAEPE). En effet le dépôt graveleux (silex) est descendu dans les fentes. Ces fentes sont plus nombreuses et mieux développées en largeur à Marcoing qu'à Marly. Cela tient en partie au fait qu'à Marcoing existent des fentes à un niveau supérieur qui se sont emboîtées dans les précédentes selon un mécanisme fréquent, les fissures anciennes créant une zone de faiblesse qui guide les nouvelles fentes dans la mesure où la sédimentation intermédiaire est restée faible. C'est le cas de Marcoing qui montre en outre que l'environnement local joue un rôle essentiel dans la présence et la conservation de ces manifestations périglaciaires, en l'occurrence un site de plateau favorable comme à Tongrinne (R. PAEPE, 1966 a, b) ou à La Longueville (fig. 78). L'interprétation des fentes fossiles pose de nombreux problèmes génétiques et climatiques ("ice-wedges" ou "ground-wedges", fentes épigénétiques ou syngénétiques) dont la solution conditionne l'explication paléogéographique (J. DYLLI, 1966 ; T.L. PEWE, 1966). Cependant on constate que ces fentes importantes interviennent à des niveaux semblables sur de longues distances (en Europe), ce qui leur confère une signification stratigraphique et climatique générale (J. DYLLI et G.C. MAARLEVELD, 1967). Deux horizons principaux de fentes ont été ainsi mis en évidence en Pologne (A. JAHN, 1969 ; J. JERSAK, 1969), en Hongrie (M. PECSI, 1964), en Tchécoslovaquie (J. DENEK et J. KUKLA, 1969), en Allemagne (H. POCHDENBURG, 1967), aux Pays-Bas (T. VAN DER HAMMEN et al., 1967) et en Belgique (R. PAEPE, 1967 ; R. PAEPE et A. PISSART, 1969). Le niveau de fentes qui se situe à la partie supérieure du complexe stratigraphique du Weichsélien ancien est le premier et il marque l'apparition des conditions pléniglaciaires.

Contrairement aux fentes sporadiques signalées dans les formations du Début Glaciaire qui sont de type syngénétique comme celles du Pléniglaciaire moyen et qui n'impliquent pas des conditions climatiques particulièrement froides, encore qu'elles témoignent déjà de conditions périglaciaires (cf. les fentes qui s'ouvrent à Amersfoort dans la tourbe interstadiaire, W.H. ZAGWIJN, 1961), les fentes qui pénètrent le limon grisâtre sont de type épigénétique avec un remplissage lité. Elles ont aussi comme caractéristique leurs dimensions assez constantes : faible largeur, profondeur de l'ordre du mètre, déformation arquée des couches à leur bordure. Ces fentes sont donc associées à des structures de cryoturbation. Mais leur interprétation génétique est délicate car on peut difficilement les comparer à des formes actives actuelles, comme le constatent R. PAEPE et A. PISSART (1969) qui les attribuent à la dessiccation liée au froid, leur développement s'étant réalisé essentiellement lors du permafrost. Le problème est d'autant plus complexe que ces fentes présentent des caractères variables (écartement notamment) et que plusieurs types se juxtaposent au même niveau, en particulier dans la zone occidentale. Il semble donc que les conditions locales, surtout les conditions de drainage, ont joué un rôle prédominant. Cette variété des déformations périglaciaires n'est d'ailleurs qu'un aspect de la complexité des processus qui interviennent à ce niveau-repère.

Ainsi, à Marly comme à Marcoing, on observe qu'une phase ultérieure de solifluxion a déformé et fossilisé certaines fentes alors même qu'existent latéralement des chenaux colmatés par des limons sableux à galets d'argile en stratification oblique. Il est d'ailleurs possible qu'à Marcoing il s'agisse d'une fente élargie par érosion (fig. 71 A, point 47), phénomène signalé en divers points d'Europe (J. DYLIK, 1966). Le Pléniglaciaire inférieur, première manifestation importante de froid, comporte donc plusieurs phases complexes alternativement humides et sèches dont les effets se confondent au niveau du même hiatus sédimentaire. La coupe de Marcoing est, à cet égard, particulièrement représentative de la stratigraphie

régionale et elle justifie l'absence de dépôts qui caractériserait la phase pléni-glaciaire inférieure en France et en Belgique (cf. R. PAEPE et J. SOMME, 1970). Mais il subsiste une incertitude sur le bilan sédimentaire de cette période : aux Pays-Bas, des sables limoneux de couverture et des sables grossiers nivéo-fluviatiles lui sont attribués (R. PAEPE et W.H. ZAGWIJN, 1968, 1972). Il y a lieu de se demander si la couche 5 de Marly n'appartient pas encore à cette phase. Elle témoigne encore de conditions humides (absence de calcaire, structure fluviatile, hydromorphie) ; par sa couleur et sa teneur en argile (30 %), elle peut être interprétée en partie comme un sédiment pédologique, alimentée par le remaniement du sol dévien. Enfin elle termine le colmatage du chenal, et l'aplanissement du versant n'est réalisé qu'à sa partie supérieure. Le profil de Marly aurait ainsi valeur d'exception pour la zone limoneuse, par suite du développement exceptionnel des formations pléni-glaciaires sous-jacentes au loess de couverture.

Les données de la coupe de Lambersart confirment la complexité de ce niveau inférieur du pléni-glaciaire. Le hiatus sédimentaire y apparaît moins net et cela individualise la zone occidentale par rapport à la zone purement limoneuse. Les niveaux 8 et 9 de Lambersart sont caractérisés par deux niveaux de fentes, lesquels sont d'ailleurs réunis latéralement en un même horizon (profil H), ce qui confirme l'importance des micro-conditions locales. Il y a également juxtaposition de fentes syngénétiques et épigénétiques. Le niveau 8 de larges fentes, courtes, en forme d'entonnoir, à pointe ramifiée, recoupant la structure litée avec petites fentes de la couche 9, paraissent épigénétiques par contraste avec les autres fentes des formations sous-jacentes et sus-jacentes. Elles suggèrent une origine différente qui a permis leur élargissement. Le remplissage semble s'être effectué par saccades si l'on considère l'esquisse de stratification et la descente du cailloutis parallèlement aux parois. En plan, elles délimitent un réseau de petits polygones bombés dans la couche limoneuse 9 qui évoquent les sols réticulés de

tundra (fig. 68). En H, un réseau plus lâche de fentes plus fines et plus profondes se surimpose au précédent, qui s'apparentent davantage à celles des coupes de la zone limoneuse. Les données de la zone occidentale précisent donc les caractères du niveau du Fléniglaciaire inférieur et confirment que sa simplicité, fréquente en zone limoneuse, est assez illusoire pour l'interprétation chronoclimatique. D'une façon générale, de telles discordances sont la preuve d'une évolution climatique beaucoup plus longue et complexe que l'épaisseur limitée ne semblerait présuumer (R. PAEPE et A. PISSART, 1969).

4 - 3. Les formations litées du Fléniglaciaire moyen

A Lambersart, de la couche 10 à la couche 7, il y a progressivement établissement d'un faciès lité à multiples petites fentes de gel. Ceci montre la relative identité des conditions de sédimentation périglaciaire à travers le Weichsélien antérieur à l'interstade de Denekamp et justifie la bipartition fondamentale de la dernière période glaciaire. C'est aussi un ~~trait~~ caractère caractéristique de la province humide constituée par les zones sablo-limoneuse et sableuse qui avait fait attribuer cette phase ~~sédimentaire~~ à un Fléniglacial A (R. PAEPE, 1967).

Cependant c'est avec la couche 7 de Lambersart que le faciès des formations limono-sableuses litées du Fléniglaciaire moyen devient le plus typique et qu'il apparaît comme une unité litho-stratigraphique ayant valeur de repère, comme l'a montré R. PAEPE pour son complexe équivalent des "Peaty Loam Formations", lui-même semblable aux "Loamy beds and Peat" du "Middle Pleniglacial" des Pays-Bas (T. VAN DER HAMMEN et al, 1967). R. TAVERNIER (1954) avait déjà décrit ce faciès flamand occidental du limon gris feuilleté ou ergeron moyen. Or il apparaît également, avec une texture homogène, en zone limoneuse orientale (Early) sous un faciès de type limon à doublets.

La texture sablo-limoneuse de la formation à Lambersart permet de préciser les conditions de sédimentation de ces types de dépôt analogues et synchroniques. Les coupes de la zone limoneuse occidentale ou de la zone de transition servent ainsi de révélateurs pour la compréhension des profils de la zone purement limoneuse. La sédimentation des formations limono-sableuses litées suppose la répétition multiple de cycles identiques de courte durée : limon doux jaune pâle, limon argilo-sableux brun jaunâtre, vance cailloutis parfois associé à un liseré de sable à fine structure entrecroisée et fines fentes de gel peu profondes typiquement syn-génétiques. La stratigraphie présente un faciès de solifluxion, surtout net à la partie inférieure du complexe, mais encore sensible plus haut lorsque le litage devient régulier : fentes déformées dans le sens de la pente, sables mal triés ($Qd\varphi = 0,5$ à $0,7$; fig. 72), courbe granulométrique globale des lits sableux de faciès logarithmique (fig. 73). R. PARIÉ (1961, 1966 a, 1967) met ainsi l'accent sur le rôle de la solifluxion périodique (cf. J. BUDEL, 1959) pour expliquer le caractère du dépôt dont l'origine serait nivéo-fluviale et nivéo-éolienne. Cette sédimentation cyclique suppose en effet l'association ou la succession de mécanismes de solifluxion laminaire (A. JAHN, 1969) et de ruissellement diffus (sable à microstratification entrecroisée) liés à la fonte de la couverture neigeuse et peut-être aussi au dégorgeant du pergélisol durant la saison de dégel superficiel (R. RAYNAL, 1970), auxquels s'ajoutent des processus éoliens. La nature du matériel indique bien une origine en partie éolienne : couches limoneuses et sablo-limoneuses claires (fig. 73), sables fortement éolisés (50 % de grains ronds ou arrondis-mats à 0,5 mm).

Ces formations limono-sableuses litées constituent un exemple typique des dépôts périglaciaires stratifiés de versant (R. RAYNAL, 1970) qui ont été décrits avec des caractères semblables dans d'autres régions de la zone tempérée, en Pologne notamment (J. DYLIK, 1960 ; J. GOSDZIK, 1967). Leur particularité, dans la vaste

gamme des sédiments lités, est d'être constituée par des matériaux fins et de se développer sur des versants en très faible pente (de l'ordre de 1 % à Lambersart) ; elles couvrent ainsi de vastes surfaces dans les plaines limoneuses des Flandres française et belge.

Les "linons à doublets" appartiennent également à la même famille de dépôts lités dans une texture plus homogène (J.L. LAUTRI-DOU, 1968). La preuve en est fournie par le faciès des formations limoneuses litées de Marly (couches 3 et 4) où s'observent les mêmes multiples fentes syngénétiques déformées dans le sens d'une pente très faible et qui occupent la même position stratigraphique, alors que le faciès textural est uniformément loessique (fig.74). L'unité du complexe tient au caractère lité, à la présence de quatre niveaux hydromorphes associés à un réseau de fentes polygonal et à la teneur constante en calcaire.

La teneur en calcaire oscille de 8 à 13 % à Marly ; elle n'est que de 1 à 3 % à Lambersart, mais dans les deux cas relativement plus forte dans les niveaux limoneux clairs. Le fin litage avec fentes de gel, rehaussé par des niveaux graveleux, se rapprochant le plus du faciès de Lambersart, est surtout apparent à la base du complexe de Marly. Comme celui-ci est particulièrement développé, cela tendrait à faire admettre que les conditions cycliques les plus favorables à ce type de dépôt se situent à une phase relativement ancienne du Pléniglaciaire moyen. La présence de plusieurs niveaux hydromorphes associés à des fentes avec concrétions calcaires ("poupées") jouant le rôle de cailloutis, confirmerait cette conclusion. Ces niveaux qui forment en plan de petits polygones (bien visibles sur les talus de l'autoroute), évoquant les sols réticulés de toundra, témoignent de cycles de longue durée au cours de la période. Or dans le coupe de Kesselt, plusieurs niveaux de "Nassboden" interviennent dans le même complexe (F. GULIENTORS, 1954, 1967). R. PAEPE conclut à l'existence d'au moins quatre cycles dans les "Peaty Loam Formations" (1967). Cette convergence d'observations semble faire de

la coupe de Marly un témoin caractéristique du Pléniglaciaire moyen en zone limoneuse française. Il est possible de corréliser ces niveaux successifs avec les poussées interstadiques dont l'importance du réchauffement paraît faible (B. BASTIN, 1971 ; R. LAEPE, 1968 a).

4 - 4. L'interstade de Denekamp ; le sol cryoturbé de Kesselt

Par ses caractères voisins, mais plus prononcés, le niveau 2 de Marly apparaît comme la terminaison du système cyclique précédent et il constitue l'horizon-repère fondamental à l'intérieur de la série weichsélienne. S'il est commode de désigner du terme d'"horizon pédologique cryoturbé" (R. LAEPE, 1967) ce "sol de Kesselt" (F. GUILLENTOPS, 1954) qui présente dans sa localité-type des caractères proches de celui de Marly, sa nature pédologique n'est pas clairement établie, notamment parce qu'il s'agit d'un type de sol dont on ne trouve pas d'analogue actuel (J. FINK, 1965). S'il correspond chrono-stratigraphiquement au "sol de Stillfried B", il évoque plutôt par ses caractères la "Gleyfleckenzone" de la région suisse humide. L'expression de "niveau de Kesselt" (J.F. LAUTRIDOU, 1968) paraît mieux convenir pour mettre l'accent sur l'ensemble des caractères témoignant de pédogenèse, de déformation périglaciaire et d'érosion.

A Kesselt, B. BASTIN (1971) rattache à la seconde phase de l'interstade d'Arcy-Kesselt la pédogenèse qui aurait affecté un horizon résultant du mélange d'un nouvel apport de loess à des couches de mollisol solifluées. Ce mélange est effectivement présent dans le niveau de Marly où s'observent des enclaves de limon jaunâtre non calcaire de même faciès que la couche 3. Il y a lieu de penser qu'une partie de cette dernière couche, préalablement décalcifiée, a été érodée, ce qui expliquerait également la présence des "poupées" remaniées. Comme le mélange sédimentaire se poursuit à la partie inférieure de la couche 1, on doit admettre qu'un dernier remaniement avec cryoturbation et congélifluxion a joué après la pédogenèse, dont il ne subsiste qu'un sol remanié.

L'érosion et la déformation périglaciaire sont les traits marquants de ce niveau qu'on peut observer encore avec un faciès typique à la Briqueterie de Marly (fle Valenciennes 1/25 000 n° 1-2, x = 686,8 ; y = 295,6 ; z = 50). A Marcoing, il se résoud en un niveau brunâtre légèrement argileux (fig. 71), jalonné par un cailloutis lâche de silex. A Lambersart, le faciès détritique et cryoturbé s'accuse avec un sable limono-argileux et graveleux, affecté par un réseau polygonal de petites fentes rapprochées qui s'apparente aux horizons cryoturbés sous-jacents. Le faciès granulométrique est d'ailleurs identique à celui des niveaux sablo-argileux des formations litées (fig. 73) et les caractères morphoscopiques sont semblables, avec une éolisation encore plus marquée.

La recherche paléobotanique effectuée par Mme A. LEROI-GOURHAN (Lambersart, fig. 67 A, point 72, couche 6) a révélé la présence d'un mélange complexe de pollens d'âges différents, la plus grande partie étant d'origine néogène. Ces derniers sont remaniés et proviennent d'anciennes formations couronnant le sommet du Wappes, ce qui montre l'importance de l'érosion et, par ailleurs, attire l'attention sur l'intérêt d'une étude palynologique pour préciser la paléogéographie régionale de la fin du Tertiaire (cf. p. 296). Cela réduit d'autant l'interprétation des pollens quaternaires trouvés dans un tel dépôt. La dominante humide de la flore est en accord cependant avec les conclusions tirées de la lithostratigraphie des formations antérieures au loess de couverture.

L'importance de l'horizon de Kesselt, bien mis en évidence par la coupe de Lambersart, est donc de marquer la fin du système climato-sédimentaire du Pléniglaciaire à dominante humide, car il est surmonté par un loess typique, et de constituer un niveau d'érosion majeur car il recoupe nettement les unités sous-jacentes. Comme le niveau pléniglaciaire inférieur, il représente un bilan de processus lié à plusieurs phases climatiques successives. Sa signification est rendue encore plus complexe car il est souvent directement pénétré par les grandes fentes de gel postérieures qui appartiennent au Pléniglaciaire supérieur.

Analyse palynologique de l'horizon de Kesselt à Lambertsart
(A. LEROI-GOURHAN).

Pollens tertiaires :

Pinus haploxylon (plus nombreux que les pins sylvestres qui
peuvent aussi être quaternaires)
Engelhardtia
Ginkgo
Cedrus
Carya
Castanea-type
Podocarpus
Tsuga
Nyssa (probable)
Liquidambar
Pseudo-Tsuga
Eleagnacée
Tillul
Conifères indéterminés, Fougères, quelques pollens striés
et des "Tricolporites" assez nombreux
Pas de taxodiacées

Pollens quaternaires probables

Pinus silvestris
Juniperus
Corylus
Alnus
Salix
Ulmus
Quercus
Betula
Graminées
Artemisia
Composées ligul.
Composées tubul.
Plantago, Chenopodiace, Liliacée, Malvacée, Plombaginée
Plantes d'eau, Sparganium, Equisetum, Cypéracées

Conclusion : si l'on prend l'ensemble des pollens würniens, cela évoque une période très moyennement tempérée et humide ; mais la proportion des pins étant impossible à obtenir, le taux de boisement reste inconnu. Les herbacées montrent une flore particulièrement humide, le point d'eau étant proche.

4 - 5. Pléiglaciaire supérieur : loess de couverture, grandes fentes de gel

Le fait lithostratigraphique essentiel du Weichselien supérieur est le dépôt généralisé de loess de couverture aussi bien à Lambersart que dans la zone limoneuse orientale. Il s'agit de l'apparition pour la première fois dans la série du Pléistocène récent d'un faciès de loess typique bien conservé. Par suite de sa forte épaisseur, c'est d'ailleurs à Lambersart que l'observation du matériau originel, non altéré par la pédogenèse postglaciaire, est la plus facile. On retrouve ainsi dans les couches 3 et 4 (fig. 67) les critères énoncés par la Commission du Loess de l'INQUA pour la réalisation de la carte des Loess d'Europe : sédiment dont la composition granulométrique présente un maximum significatif dans la fraction 0,06 - 0,02 mm ; non stratifié ; carbonate de calcium primaire ; importante porosité capillaire (pores comme des têtes d'épingle) ; couleur à sec jaune brunâtre à brun jaunâtre (10 YR 6/7 à 3/4). Le loess de Lambersart correspond à cette définition : prédominance de la fraction limoneuse grossière (38 à 47 %) avec un mode intervenant entre 0,025 et 0,040 mm (fig. 73, 75) ; structure homogène finement poreuse ; teneur en calcaire (9 à 12 %) ; couleur passant de brun jaunâtre (10 YR 5/8) à jaune brunâtre (10 YR 6/6) vers le bas. Des caractères identiques caractérisent le loess de couverture des coupes voisines du Weppes (Lomme, Sequedin, Préuesques) et de l'ensemble des zones limoneuses. L'absence de calcaire qui est fréquente n'est pas un trait significatif pour distinguer les loess originels. Ainsi à Marly et à Marcoing, comme dans la région limoneuse orientale en général, la couche étant plus réduite, elle est entièrement altérée par la pédogenèse postglaciaire. Le calcaire n'étant plus qu'à l'état de concrétions (poupées), on retrouve cependant les autres critères. Le classement granulométrique du limon de couverture de Marly est même mieux réalisé avec un mode plus apparent (0,031 - 0,040 mm) alors que le dépôt équivalent du Weppes a un faciès textural qui le rapproche des formations limoneuses litées (fig. 75).

Le critère structural étant le fait essentiel, ce dépôt de loess typique, sans litage, montre bien le caractère globalement plus sec et plus froid de la fin de la période pléni-weichsélienne qui s'oppose ainsi à la précédente (cf. Brabantien de F. GULLENTOPS, 1954, Pléniglacial B de R. PAEPE (1967)).

Cependant des manifestations d'une évolution climatique complexe mise en évidence dans la zone sablo-limoneuse et sableuse existent également dans les coupes-types de la zone limoneuse française, définie par le faciès du loess de couverture. Ainsi à Lambersart, la couche inférieure 5, outre ses tubulures ferrugineuses qui sont un phénomène fossile et dont l'interprétation reste problématique (traces de racines ?), présente un faciès nettement hydromorphe qui s'accorde avec l'humidité reconnue pour le climat du début de la période (cf. travaux de R. PAEPE). En outre, cette couche montre de vastes involutions, révélées par de petits cailloux yprésiens. Cela justifie la distinction de deux loess de couverture, manifestation très simplifiée de la complexité stratigraphique de la zone de transition dont la Plaine de la Lys (Quesnoy-sur-Deûle) fournit un exemple en territoire français (fig. 77).

Une telle division dans la couverture n'est guère possible dans les coupes de la zone limoneuse orientale. Pourtant à Marly, en position bordière, on observe également des involutions à la base du loess.

La coupe de Harcoing complète ces données grâce à la présence des grandes fentes de gel qui pénètrent toute la séquence à partir du niveau de Kesselt. Il s'agit du second niveau de fentes, signalé dans les loess d'Europe, qui se situe, grâce aux observations de la zone de transition (Quesnoy-sur-Deûle, fig. 77) et de la zone sableuse, à l'intérieur du Pléniglaciaire supérieur, au sommet du limon de couverture 1 (cailloutis 3) en Belgique et à la partie supérieure du sable de couverture ancien 1 (cailloutis de Beuningen) aux Pays-Bas (W.H. ZAGWIJN et R. PAEPE, 1968, 1972) (fig. 63).

Mais elles interviennent aussi souvent directement au niveau du sol cryoturbé de l'esselt, comme c'est le cas à Tongrinne où ces grandes fentes ("large frost wedge row") ont une profondeur de plusieurs mètres et une largeur de l'ordre du mètre. Il en est ainsi à Marcoing comme à Longueville, entre Bavai et Maubeuge (fle Le Quesnoy, 1/25 000 n° 7-8, $x = 706,17$; $y = 288,15$; $z = 153$) où la Briqueterie Joly occupe également une position d'interfluve entre le cours supérieur de l'Hogneau et l'un de ses affluents (fig. 78). Cette dernière coupe est d'ailleurs plus caractéristique car les fentes s'ouvrent dans le faciès typique du niveau de l'esselt (couche 3) et sont profondes d'environ 3 m ; comme à Marcoing, elles semblent avoir rejoué au niveau des fentes du Pléniglaciaire inférieur.

Les grandes fentes se distinguent des précédentes par leur grande taille et leur écartement (10 à 15 m). Elles sont cependant plus rapprochées à La Longueville (5 à 10 m). Le dessin de ces fentes est complexe : si leur remplissage est toujours lité, elles comportent parfois à leur partie supérieure un emboîtement ou une sorte de cuvette. Ces faits, déjà signalés par R. PAEPE (1966), suggèrent au moins deux générations de fentes au Pléniglaciaire supérieur. Si ces fentes sont bien de type épigénétique, leur interprétation en tant que fentes de glace (R. PAEPE et A. PISSART, 1969) pose encore des problèmes. Leur localisation préférentielle dans certains sites et la variété de leurs aspects montrent qu'elles sont influencées par les conditions locales, ce qui a pu entraîner des processus différents. A Marcoing, le remplissage a affecté les diverses couches de la série weichsélienne qui semblent avoir coulé latéralement ; à La Longueville, par contre, il est constitué uniquement par le limon grisâtre du niveau de l'esselt ; à Quesnoy-sur-Deûle, les parois sont accidentées de petites failles.

Quelle que soit la variété de leur faciès, la forme générale commune de ces grandes fentes implique un développement dans le permafrost et un fonctionnement de longue durée. Elles témoignent

donc d'un long épisode très froid, avec une température moyenne annuelle d'au moins -3°C aux Pays-Bas selon T. VAN DER HAMMEN et al (1967). Cette phase importante de désert polaire n'a pas laissé de dépôt, sinon quelques éléments dans les fentes, et se manifeste essentiellement par un niveau d'érosion (cailloutis) et des fentes, la présence de ces dernières étant limitée aux sites topographiques plans (plateau, terrasses, fond de dépressions). L'influence de la pente qui obnubile les formes est sensible au SE du profil de Nardering (fig. 70 A, point 4) où les fentes sont déjà déformées et atténuées ; il en est de même à La Longueville où les fentes disparaissent dès que le versant s'amorce. Le hiatus sédimentaire de ce niveau masque donc la complexité climatique encore cyclique du Pléniglaciaire supérieur, prouvée dans les zones de transition et sableuse. La courbe climatique établie aux Pays-Bas (T. VAN DER HAMMEN et al, 1967) (fig. 59) n'est donc qu'un bilan général de refroidissement (A. JAHN, 1969).

La stratigraphie des loess, surtout dans la zone purement limoneuse, ne représente par conséquent qu'un bilan climato-sédimentaire réduit qui ne donne qu'une image tronquée de la période. Les hiatus sont dès lors tout aussi importants pour la chronologie que pour l'évolution morphologique. Ainsi se justifie pleinement la référence à des régions où le bilan sédimentaire, dont les termes sont corrélables, est plus complet. En l'occurrence la zone des loess ne permet pas de fonder un système chrono-stratigraphique satisfaisant, à elle seule. Il faut tenir compte des variations régionales de faciès, à sa bordure, dont les limites changeantes montrent des paléozonations climatiques successives différentes au cours d'un cycle interglaciaire-glaciaire tel que le Pléistocène récent.

CHAPITRE 3

LES VARIATIONS REGIONALES DES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET DE LA ZONATION CLIMATO-SEDIMENTAIRE AU PLEISTOCENE SUPERIEUR

Les variations latérales de faciès des unités litho-stratigraphiques sont à envisager régionalement et localement en fonction de la position topographique, ce qui conduit à considérer les rapports des formations pléistocènes avec le substrat. Les variations locales sont pour certaines générales à l'ensemble de la région, pour d'autres propres à des provinces plus réduites. En tenant compte de cette complexité locale, il est possible d'esquisser un tableau des paléozonations climato-sédimentaires successives depuis l'Emien. Pour la région du Nord, une différence fondamentale doit être faite entre le limon de couverture et les formations sous-jacentes. Cette recherche paléogéographique fournit les données pour reconstituer l'évolution géomorphologique récente d'un modelé régional qui apparaît alors presque entièrement hérité du Pléistocène.

Au préalable, il faut mettre en évidence les variations locales qui jouent d'une façon systématique dans l'ensemble de la région. Il s'agit essentiellement de la dissymétrie des vallées, d'origine climatique, qui affecte tous les types de substrat et se

poursuit dans la couverture pléistocène. A ce titre la coupe de Lambersart est caractéristique d'un versant en pente faible tourné vers le secteur oriental. La raideur relative de certains versants, dus à d'autres causes (structurales), intervient également en créant des conditions particulières. Le système de pentes acquis à l'Éémien, au terme de l'évolution périglaciaire antérieure, conditionne les variations locales de faciès et d'épaisseurs de la série weichsélienne, selon des modalités différentes dans les diverses provinces.

1 - L'Éémien et les formations antérieures au niveau de Lesselt.

1 - 1. Éémien

Le sol éémien est partout représenté par un sol de type brun lessivé, surtout sur matériau originel loessique, dont il ne subsiste que l'horizon Bt par suite de l'érosion ayant affecté les horizons éluviaux au début du Weichsélien. Ce sol est très comparable au sol postglaciaire ; il en diffère par une argilisation un peu plus forte et une couleur rougeâtre plus prononcée, caractères qui n'impliquent pas un climat différent de l'Holocène car ils peuvent résulter de l'évolution pédologique plus longue (cf. V. RUHE, 1968). En outre cette présence constante d'un paléosol analogue au sol récent à travers l'Europe occidentale indique pour l'Interglaciaire éémien une homogénéité climatique semblable aux conditions subactuelles. Cela est en accord plus largement avec les preuves d'une zonation climatique éémienne assez identique à celle de l'Holocène à travers toute la zone tempérée. Ainsi en Europe centrale, la limite du chernozem fossile coïncide avec celle du chernozem récent (La Stratigraphie des Loess d'Europe, 1969 ; J. FINK, 1967).

Des nuances régionales existent dans le Nord en fonction du matériau originel dans lequel se développe le sol interglaciaire. Il s'agit d'un paléosol sur loess dans toute la zone limoneuse orientale et dans l'Artois (Vimy, fig.79 ; Floringhem, fig.103) où les

limons antéweichséliens sont largement conservés. Dans le Bas-Pays et le Haut-Pays occidental, ces dépôts sont plus fragmentaires et on observe une marquetterie. Le sol éémien est encore présent avec les mêmes caractères dans les limons saaliens de la Plaine de la Lys (Warneton, Deulémont : fig. 103; R. PAEPE, 1964, 1967, 1968 d, e). Il se développe parfois directement dans l'argile yprésienne dont il rend compte de l'altération (Pays de Weppes et Ferrain) ou dans les sables éocènes (Pévèle : Mérignies ; Ostrevent : Hamel ; fig.103). Sur substrat sableux, notamment landénien, souvent sous couverture weichsélienne peu épaisse, existent des éléments de paléosol, plus ou moins remaniés, qui paraissent polyphasés. Cela peut se rencontrer localement aussi sur les placages tertiaires de la zone limoneuse orientale (Solesmes - Mourmont, fig. 99). Il existe ainsi une stratigraphie quaternaire particulière aux sites de dénudation sur substrat landénien, qui par ailleurs recèlent souvent des industries préhistoriques dont l'interprétation ne peut guère bénéficier des données de la litho-stratigraphie (J. SOMME, J. VAILLANT et J.P. FAGNART, 1972).

Les formations continentales attribuables à la période éémienne sont localisées essentiellement dans les talwegs du Bas-Pays, certains d'entre eux étant totalement fossiles. Leur extension et leur importance sont donc difficiles à préciser. Ces dépôts fluviaux, sous la forme de limons et de tourbes, caractérisent surtout la zone de transition en Belgique (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967) et leur existence réduite dans la région du Nord correspond à une extension méridionale de la zone de transition au niveau des dépressions. Leur présence a surtout été reconnue en bordure de la Plaine de la Lys, à Bailleul (fig. 80) (J. SOMME, 1969 c). Les profils de cette briquetterie ont en effet l'avantage de se situer au niveau d'un petit talweg qui échancre la bordure de la Plaine. La paroi Sud montre une stratigraphie de versant peu couvert (versant plus raide tourné vers l'W d'un vallon dissymétrique) où l'on retrouve les mêmes termes que dans la coupe de Prêmesques (fig. 81) ouverte à la partie supérieure du talus bordier (J. SOMME, 1969 c). A quelques

centaines de mètres au NW, la paroi Nord ouverte dans le fond du petit talweg révèle l'épaississement de la série weichsélienne avec la présence d'un limon bleuâtre coquillier attribuable à l'Emien, reposant directement sur l'argile yprésienne au NE (point 59, fig. 80) qui latéralement présente l'altération pédogénétique interglaciaire. Les sondages de l'autoroute A 25 ont montré la continuation vers le S du même talweg fossile avec des faciès semblables (J. IEPLAT, 1965).

Dans la vallée de la Deûle, des formations fluviatiles émiennes, sableuses et limoneuses, ont également été observées à la briqueterie de Sequedin (fig.83) où elles sont en contact latéral avec un complexe limono-sableux lité tacheté (pseudo-gley) avec grosses tubulures ferrugineuses, qui représente le faciès pédologique émien des zones humides. A Poperinge, en Belgique, dans la coupe d'un versant, on peut observer ainsi le changement de faciès du sol émien (cf. R. PAEPE, 1967).

Il ne semble pas que les dépôts fluviatiles émiens aient un grand développement en dehors de la plaine de la Lys et des vallons adjacents, ce qui confirme l'appartenance régionale de cette unité à la zone de transition belge. Dans la vallée de la Deûle, l'Emien fluviatile s'individualise par rapport aux dépôts périglaciaires sous-jacents par l'absence de granules crayeuses et de silex: il s'agit surtout de dépôts limoneux et, en cela, ce bilan sédimentaire de l'Emien s'apparente à celui de l'Holocène fluviatile.

1 - 2. Weichsélien ancien

Les formations du Weichsélien ancien (pédocomplexe Warnton-Rocourt, sables et graviers, sables et limons) sont très variées, et dans l'ensemble la zone limoneuse orientale, plus sèche, s'oppose aux régions occidentales plus humides, ce qui marque l'apparition d'une zonation climatique périglaciaire qui va se confirmer au cours du Weichsélien.

Cependant les conditions climatiques restent encore assez constantes sur de vastes distances puisque le pédocomplexe typique de la zone limoneuse réapparaît localement dans la zone de transition (Warneton, Poperinge, R. PAEPE, 1967, 1968 a). Mais le sol de Warneton tend à se présenter sous un faciès tourbeux qui confirme l'importance de l'humidité.

Dans la zone limoneuse orientale, il est possible de déceler aussi une zonation climatique en fonction de l'humidité. C'est ainsi que dans le N du Hainaut (La Longueville, fig.78), comme l'avait mis en évidence J. LADRIERE, le limon grisâtre présente un faciès à gros points noirs de ferro-manganèse. Il s'agit d'une région qui annonce l'enclave de la zone de transition formée par la dépression de la Haine. L'hydromorphie et le caractère soliflué du limon gris s'atténuent vers le S. Dans le Cambrésis, le sol de Warneton devient noirâtre (faciès gris cendré de J. LADRIERE) et tapisse parfois d'amples dépressions fossiles (100 m de large environ) (Graincourt-Les Havrincourt, SW de Cambrai, fig.85). En dehors du talus de l'autoroute A 2, les mêmes observations peuvent être faites dans la tranchée du Canal du Nord près d'Hermies (cf. V. COMLONT, 1916). Le faciès de sol noir se confirme progressivement au S du Cambrésis, et dans la coupe de l'ancienne briqueterie de Roisel (fig.103) (à l'E de Péronne et au N de la vallée de la Cologne) la stratigraphie évoque celle qu'a établie F. BORDES (1953, 1969) dans le Bassin Parisien.

Cependant dans la région d'Amiens, le sol noir de Bovos, contenant une faune malacologique comparable à celle des chernozems quaternaires d'Europe centrale (J. J. PUISSEGUR), est, selon F. BOURDIER (1969 a) à placer probablement au sommet des loess rissiens plutôt qu'à la base des loess würmiens. Pourtant il faut rappeler que les niveaux humifères, surmontent le sol interglaciaire, à Saint-Pierre-les-Elbeuf, près de Rouen, contiennent une association pollinique de steppe très sèche et froide à composées et qu'ils correspondent bien au complexe du Weichsélien ancien (J.P. LAURIDOU, 1972).

Dans la vallée de la Somme existeraient alors deux horizons noirâtres rarement présents dans les mêmes coupes (sinon peut-être à Longpré-les-Corps-Saints), l'un saalien, l'autre weichsélien, ce dernier ayant d'ailleurs un faciès peu marqué comme on peut l'observer dans la coupe de Cagny-la-Garenne. Ceci confirmerait le caractère cyclique du Quaternaire moyen et supérieur.

Ces données semblent bien montrer que la zone limoneuse orientale appartenait, lors du Weichsélien ancien, à une vaste province, aux conditions assez identiques, qui couvre une large partie du Bassin Parisien. Le passage à la province nord-occidentale nettement différente par son humidité s'opère très rapidement à l'W de l'Escaut et de la Sensée et cette zonation tranchée est imputable surtout aux phases périglaciaires, les interstades ayant rétabli des conditions plus uniformes (cf. B. BASTIN, 1971).

En Artois et dans le Bas-Pays, le complexe des "sables et limons" est très inégalement développé en même temps que sa composition apparaît extrêmement variée (fig. 97). Contrairement à la zone limoneuse orientale, le bilan sédimentaire de cette phase est lié à une érosion importante sur les versants qui a affecté les dépôts saaliens, entraînant la disparition fréquente du sol éémien, et qui a mobilisé largement le substrat sableux éocène, sans doute déjà antérieurement remanié (J. SOMME, 1971). L'efficacité des processus explique ainsi l'importance des dépôts weichséliens anciens de versant dans les régions de substrat landénien, surtout vers le bas des pentes, alors que les interfluvés sont plus généralement peu couverts. Cette règle vaut d'ailleurs pour l'ensemble des formations sous-jacentes au loess de couverture dont la stratigraphie reste parfois indistincte en l'absence de niveaux-repères périglaciaires, ce qui justifie la bi-partition de la série weichsélienne et montre que les conditions morpho-climatiques sont restées globalement assez semblables avant l'interstade de Denekamp. Ainsi beaucoup de dépôts antérieurs ont été érodés et remaniés lors du Pléniglaciaire moyen.

Cependant le Weichsélien ancien est caractérisé par une prédominance des processus nivéo-fluviatiles qui ont été particulièrement efficaces dans le matériel sableux. Le versant occidental de la vallée de la Deûle dans la région de Lille est un exemple caractéristique du phénomène, illustré notamment par la coupe de Lambersart (fig. 67). Le complexe inférieur, formé de sables argileux lités (éch. 200, fig. 73), a été alimenté par le sable éocène (en particulier Landénien inférieur, dont les faciès sont variés) et par le Saalien sableux, dérivé du même substrat. Un type comparable de formation se retrouve dans la coupe proche de la briqueterie de Lomme (éch. 194) où il surmonte des sables à structure entrecroisée (fig. 86, 87) attribuables au Début Weichsélien. A Hallennes-lès-Haubourdin, en position culminante du Weppes, le loess de couverture repose directement sur le sable landénien (éch. 172) remanié sur une faible épaisseur (fig. 88, 103).

Dès que le substrat environnant est constitué par l'argile yprésienne inférieure, très compacte, le bilan sédimentaire du Weichsélien ancien est très réduit, ce qui confirme la résistance à l'érosion de cette assise éocène. Il en est ainsi dans le Weppes occidental, le Ferrain et le Houtland lorsque des lambeaux de formations sableuses antérieures au Weichsélien sont absentes. A Prémescques (Weppes occidental, fig. 81) comme à Bailleul (Houtland, fig. 80 paroi Sud), le complexe des sables et limons se réduit à un mince niveau (éch. 293) au-dessus d'une solifluxion incorporant de l'argile yprésienne (éch. 164) (fig. 82).

1 - 3. Pléniglaciaire inférieur et moyen

Le Pléniglaciaire se manifeste dans l'ensemble de la région par des phénomènes assez identiques : premier niveau important de fentes de gel jalonnant un glacis d'érosion et dépôt de formations nivéo-éoliennes typiques, ce qui implique une relative uniformisation des conditions climatiques. La province sud-orientale conserve cependant son individualité, la limite étant moins tranchée

et se trouvant reportée un peu plus à l'W. Cette conclusion est surtout valable pour le complexe des formations litées car le niveau des grandes fentes de gel est surtout caractéristique de la zone orientale.

Si les grandes fentes sont surtout fréquentes dans cette zone, cela semble tenir en partie à des conditions de conservation meilleure dans le matériel limoneux et à une érosion ultérieure restée atténuée. Dans l'étude de la répartition de telles formes périglaciaires, il faut en effet tenir compte aussi bien des facteurs qui ont permis leur maintien que de ceux qui ont permis leur formation (cf. J. DYLIK, 1966). La péjoration brutale du climat avec établissement d'un permafrost semble bien générale si l'on considère l'extension du hiatus stratigraphique et la présence d'un système polygonal de même type à Marly, Beaumetz-les-Loges, Vimy, Halluin, Lambersart (fig.103) et Warneton (cf. R. FAËHE, 1967).

Dans le bas-pays où les faciès encaissants sont semblables à ceux de la zone de transition belge, le niveau de fentes paraît inégalement conservé en fonction de la position topographique, dont le rôle déterminant a déjà été montré dans la zone orientale, et de l'évolution morphologique ultérieure. Ainsi le niveau de Messelt a parfois complètement détruit les niveaux antérieurs ou se confond plus ou moins avec celui du Pléniglaciaire inférieur. Ce phénomène, bien visible dans la coupe de Lambersart (fig. 67) où les formations limono-sableuses litées disparaissent latéralement, s'observe également à Noyelles-Godault et à Cantin (fig.103) où les dépôts inférieurs au loess de couverture sont fortement cryoturbés. Même si l'on admet que les conditions climatiques ont été les plus propices pour la formation de grandes fentes dans la région orientale, elles ont concerné également une large partie de la zone occidentale sans atteindre, semble-t-il la proximité du littoral actuel. Par contre vers le S, l'axe artésien constitue une limite car les coupes de la Picardie limoneuse ne montrent plus de telles fentes. L'existence d'une zonation brutale paraît de règle lors des phases les plus froides,

comme le montre la situation qui sera réalisée au Pléniglaciaire supérieur. L'analyse du Pléniglaciaire inférieur est rendue plus délicate par suite des conditions périglaciaires globalement moins rigoureuses qui lui ont succédé avec la phase du Weichsélien moyen. La meilleure conservation des fentes sur les plateaux de la zone limoneuse orientale de même que la fréquence des emboitements pourraient être dues à une plus grande immunité morphologique ultérieure dans cette région.

L'analogie de faciès des "Formations litées", à travers toute la Région du Nord et au-delà de la frontière jusqu'aux Pays-Bas, est le fait primordial de la stratigraphie pléniglaciaire de cette partie de l'Europe. Cette analogie repose sur le caractère finement lité avec multiples petites fentes qui s'exprime surtout en position de versant en faible pente et dans un matériel à forte composante limoneuse. En même temps la sédimentation éolienne prend plus d'importance au Pléniglaciaire moyen. Elle est presque exclusive en zone limoneuse orientale où les formations ont un faciès granulométrique de loess (fig. 74). Dans cette même région, étendue cette fois plus nettement à l'Artois central et occidental (Vimy, Elnes, fig. 103), l'importance du bilan sédimentaire limoneux de cette phase, alors que la séquence weichsélienne est assez mince, constitue un autre argument.

Dans le bas-pays, le faciès loessique devient aussi plus général sous la forme des dépôts limono-sableux lités. Cette observation a déjà été signalée à propos de la coupe de Lambersart où les minces couches limoneuses (éch. 573) tranchent nettement sur les niveaux sableux mal triés (éch. 574) (fig. 73) et où l'éolisation apparaît plus forte dans la morphoscopie des sables. A Prémescques (fig. 81), le limon lité sous-jacent au niveau de Kesselt a un faciès granulométrique très proche du loess de couverture (éch. 289 et 292, fig. 82). Dans ce type de coupe, l'absence de composante sableuse

est en relation avec le substrat environnant constitué par l'argile yprésienne, comme il en est de même à Bailleul (fig. 80).

Les formations litées du Pléniglaciaire moyen se présentent donc sous des faciès texturaux variés : limons à doublets, formations limono-sableuses typiques, limons sableux, sables lités, limons à lits de granules de craie, selon une certaine zonation régionale des processus d'érosion-sédimentation et la nature du substrat affleurant (J. SOMME, 1971).

Dans la zone limoneuse orientale, la formation est uniformément constituée par des limons à doublets, calcaires (8 à 13 %) lorsque le loess de couverture a une épaisseur suffisante pour avoir protégé l'assise sous-jacente de la décalcification tardive et post-glaciaire. Les profils de Marly et de Marcoing illustrent ces deux situations. Le même faciès s'étend le long de l'Artois lorsque la craie est restée masquée par les formations weichséliennes anciennes et pré-weichséliennes, mais les couches limoneuses claires seules sont calcaires alors que les couches brunes sont décalcifiées (Vimy). Plus à l'W, le calcaire disparaît des formations litées (Elnes).

Dans le bas-pays, la variété des faciès texturaux montre l'importance des processus de versants (ruissellement et gélifluxion) qui ont entraîné le remaniement des formations antérieures et du substrat surtout sableux. Les dépôts plus purement limoneux, de texture loessique, dominant sur le haut des versants des secteurs dépourvus de sables tertiaires, en même temps que l'épaisseur des formations antérieures au loess de couverture est la plus réduite. La phase du Pléniglaciaire moyen n'est, avec une activité éolienne plus marquée, que la continuation de l'évolution géomorphologique de la période précédente qui a abouti à une réduction des pentes par l'établissement de glecis successifs et à un colmatage général de la topographie. Les "formations litées" s'individualisent surtout par leur sédimentation finement rythmée avec petites fentes, alors que

les textures en général limono-sableuses sont variables et parfois semblables à celles du complexe des "sables et limons". La plupart de ces formations présentent des courbes granulométriques dont le faciès qui tend à être plus ou moins logarithmique est semblable (par exemple : éch. 574, Lambersart, fig. 73 ; éch. 207, Annappes, fig. 90 ; éch. 124, Meteren, fig. 91).

L'influence des conditions topographiques et de la nature des substrats qui se manifeste par la variété des faciès et des épaisseurs est surtout sensible dans la région basse à substrat sableux et argileux. Un premier exemple est fourni par le vallon de Bailleul (fig. 80). Le versant présente la même stratigraphie qu'à Prêmesques (fig. 81) avec des formations litées qui apparaissent sous le faciès peu épais de limons cryoturbés avec des lignes de cailloux yprésiens et des "galets" d'argile de petite dimension qui sont caractéristiques des dépôts de gélifluxion pléniglaciaires. Latéralement la coupe du fond du talweg montre l'épaississement important de ces limons lités qui prennent un faciès tourbeux, proches des "Peaty Loam Formations" (R. PAEPE, 1967) définis dans les zones de transition et de sables de couverture.

Le versant de la vallée de la Deûle qui recoupe en sens inverse la structure (Yprésien en haut, Landénien en bas) (fig. 92) fournit un second exemple. A Lomme (fig. 86), au sommet du versant, le loess de couverture repose d'abord directement sur l'Yprésien, puis sur un limon lité à doublets et fines fentes. A Lambersart (fig. 67), en position plus basse sur le versant, il s'agit du faciès typique de lits alternés sableux et limoneux. A Sequedin (fig. 83), à la base du versant, on observe un limon sableux lité sans intercalation loessique.

Dans le Pévèle, les mêmes formations sont purement sableuses (Nérignies, fig. 103). L'influence du substrat sableux est confirmée par la stratigraphie de la région basse crayeuse (Gohelle,

Mélantois) en même temps qu'elle montre l'érosion qui a affecté la craie. Dans les parties du Mélantois où subsistent encore des placages de tuffeau landénien sous le Fléistocène peu épais, les limons lités verdâtres sont issus du remaniement du Landénien (Annapes, fig. 90), mais comportent également des granules de craie. Ce dernier fait est beaucoup plus général en Gohelle où le faciès, typiquement limoneux, n'a pas été influencé par la couverture landénienne qui était donc déjà largement enlevée. A Bully-les-Mines (fig. 93), il s'agit d'un limon doux, calcaire (9 %) en dehors des grains de craie, avec une texture où domine la fraction limoneuse grossière. Ces limons à lits de granules de craie sont l'équivalent des formations limono-sableuses de la région de Lille. Au pied de la cuesta boulonnaise, en liaison avec un versant raide, les éléments crayeux prennent plus d'importance et la formation s'apparente à une grèze litée, mais il s'agit de la même unité stratigraphique latéralement recouverte par le loess de couverture lorsque la pente s'atténue (P. LOCCGE, 1970). Ainsi les formations du Pléniglaciaire moyen sont particulièrement représentatives d'une catégorie générale de dépôts de pente lités ("rhythmically stratified slope waste" de J. DYLIK, 1960) dont l'unité de la famille se trouve fondée sur des bases stratigraphiques, la variété des types dépendant de la zonation paléoclimatique, de la valeur de la pente et du matériel mobilisable à l'amont du versant.

Au Pléniglaciaire moyen, la zonation climato-sédimentaire est surtout marquée par l'extension méridionale des conditions de la zone des sables de couverture, puisque le faciès caractéristique des "formations limono-tourbeuses" est en effet bien développé dans la région sableuse (Gand, Zelzate en Belgique ; Hoershoofd aux Pays-Bas) (R. PAEPE et J. SOMME, 1970). Durant cette phase qui apparaît avoir été moyennement froide, la transition avec la zone limoneuse orientale, surtout au niveau de l'axe artésien, est relativement progressive. Les conditions géomorphologiques locales jouent un rôle important qui se manifeste dans la variété des dépôts. La région

de Lille appartient le plus nettement à la zone de transition belge. Et c'est dans la dépression de la Plaine de la Lys que les faciès sont les plus semblables à ceux des dépôts septentrionaux (fig. 95).

Dans la Plaine de la Lys, le rôle du ruissellement devient prédominant dans la structure des dépôts limono-sableux dont le faciès est de plus très hydromorphe (cf. R. PAEPE, 1965). A Deulémont et à Frelinghien (fig.103), pourtant proche du talweg de la Lys, la sédimentation reste sensiblement horizontale et appartient au vaste glacis qui caractérise la morphologie de la Plaine. La longue coupe de Quesnoy-sur-Deûle (fig.77), déjà étudiée par R. PAEPE (1965), montre par contre une stratigraphie particulière avec plusieurs séries de poches de ravinement entrecoupées, comportant un remplissage de sables et de limons lités, parfois tourbeux, à petites fentes syngénétiques. L'analogie de structure avec le système des "formations limono-sableuses litées" permet la corrélation avec cet ensemble litho-stratigraphique, d'autant qu'à la partie supérieure le complexe est recoupé par un horizon d'érosion généralisé avec grandes fentes de gel surmonté par la série limono-sableuse de couverture du Weichsélien supérieur. Il s'agit d'un faciès local d'amples poches de ruissellement dont on trouve des exemples surtout dans la zone des sables de couverture (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967). La sédimentation reste cyclique puisque chaque poche comporte une séquence avec succession de sables ruisselés avec parfois niveaux graveleux à la base (petits silex et galets d'argile), limons tourbeux stratifiés à débris végétaux, sables limoneux ou limons jaunâtres à taches ferrugineuses plus nettement éoliens. Le creusement des poches, qui pourrait correspondre aux cycles majeurs mis en évidence dans la stratigraphie de versants des zones limoneuses, implique un ruissellement dans un sol gelé pour expliquer le caractère abrupt des parois et de l'entrecouplement.

L'étude paléobotanique des sédiments tourbeux (cf. p.314) qui se sont révélés riches en restes macroscopiques, mais dénués de pollen, a été effectuée par R. VANHOORNE qui conclut :

Tableau des restes d'origine végétale et animale trouvés dans les sédiments tourbeux de la Briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle (analyse R. VANHOORNE, 1973).

Point 130	Restes végétaux										Restes animaux		Volume de matériel lavé en litres	
	Profondeur en mètres sous la surface du sol.	<u>Nitella</u> sp. (oogone)	<u>Chara</u> sp. (oogone)	<u>Selaginella selaginoides</u> (macrospore)	<u>Azolla</u> sp. (macrospore)	<u>Urtica dioica</u> (graine)	<u>Batrachium</u> sp. (graine)	<u>Potentilla</u> sp. (graine)	<u>Potamogeton</u> sp. (graine)	<u>Juncus</u> sp. (graine)	<u>Daphnia pulex</u> (ephippie)	<u>Ostracoda</u> (test)		Autres roches
3m50-3m60				3			5	1	1			9		2,55
3m60-3m70						1					1	6		3,1
3m70-3m80														4,1
3m80-3m90	3				2			2		1	1		4	3,3
3m90-4m00	2	3	1										4	3,1

Point 175 à 4m10 de profondeur sous la surface du sol	<u>Salix</u> sp. (espèce naine)	: 5 fruits
	<u>Salix</u> sp. (espèce naine)	: beaucoup de branchettes
	<u>Salix herbacea</u>	: beaucoup de feuilles
	<u>Carex</u> sp.	: 1 graine
	<u>Batrachium</u> sp.	: 2 graines
	<u>Potentilla</u> sp.	: 4 graines
	<u>Potamogeton</u> sp.	: 2 graines
	Insectes	: 1 morceau
	Volume de matériel lavé	: 6,9 litres

CONCLUSION : Outre les éléments ne donnant aucune indication climatique précise la flore contient Selaginella selaginoides, lycopodiace à caractère arctique-alpin et subarctique-subalpin, et Salix herbacea, un saule arctique-alpin. Les sporanges d'Azolla doivent être considérés comme remaniés. Les dépôts se sont formés sans aucun doute dans une période froide.

NB. Pour la localisation des échantillons, cf. fig. 77

"Outre les éléments ne donnant aucune indication climatique précise, la flore contient Salaginelle selaginoides, lycopodiace à caractère arctique-alpin et subarctique-subalpin, et Salix herbacea, un saule arctique-alpin. Les sporanges d'Azolla doivent être considérées comme remaniées. Les dépôts se sont formés sans aucun doute dans une période froide.

Si de nouvelles études sont nécessaires pour préciser la chronologie, la coupe de Quenoy-sur-Deûle permet cependant de confirmer globalement les caractères périglaciaires de la période weichsélienne antérieure au Fléniglaciaire supérieur. Sa stratigraphie particulière montre l'influence des conditions locales (glacis bordier du Pays de Weppes), qui justifie la pénétration vers le S d'aspects typiques de la zone sableuse et sablo-limoneuse, et met en évidence l'importance du ruissellement dans la mise en place des "formations litées".

Sur les versants des régions voisines plus élevées, les processus sont cependant plus complexes. Globalement, la période a été marquée par un accroissement progressif de la sédimentation éolienne. Dans toutes les coupes où les "formations litées" sont les plus épaisses (Marly, Vimy, Elnes, Lomme, Bailleul), le faciès, bien rythmé avec ~~fontes~~ ^{fontes} nettes, intervient surtout dans la partie inférieure et moyenne en même temps que la fraction limoneuse grossière augmente d'importance vers le haut (20 - 50 μ). Les profils de la zone limoneuse sont à ce titre les plus caractéristiques (Marly) et la permanence de conditions climatiques plus continentales caractérise encore cette province.

2 - Le niveau de Kesselt et le loess de couverture

2 - 1. Horizon de Kesselt

Le niveau de Kesselt constitue la coupure fondamentale de la série weichsélienne. Il est apparu dans les coupes-types de Marly et de Lambersart comme le dernier stade de l'évolution morpho-sédimentaire du Pléiglaciaire moyen, ainsi que le montre l'analogie de ses caractères avec ceux des horizons semblables, internes au complexe sous-jacent. Cela se confirme par la répartition régionale des deux principaux faciès, représentés à Marly et à Lambersart, qui coïncide avec celle des formations litées.

Le faciès typique de la zone limoneuse, identique à celui de la coupe de Kesselt, est bien représenté à Marly, à La Longueville (fig. 78), à Tilloy-lez-Cambrai (fig. 94), à Graincourt-les-Havrincourt (fig. 85), à Beaumetz-les-Loges (fig. 103). On le retrouve encore à Vimy (fig. 79), mais plus à l'W dans l'Artois son faciès change et l'apparente à celui du Bas-Pays (Lambersart). Les coupes de Moyelles-Godault et de Centin (fig. 103) permettent de jalonner la limite ; dans cette région de transition, le faciès typique de Marly ne se maintient que dans les profils où les formations litées, même peu épaisses, ont une texture limoneuse, ce qui se réalise sur substrat crayeux.

Le faciès typique de Marly reste cependant surtout caractéristique du Hainaut. On comprend ainsi que J. LAMBERT ne lui ait pas accordé une importance générale dans son système. Cet auteur avait cependant noté (1881), à Onnezies, entre la grande et la petite Honnelle (Belgique, feuille Le Quesnoy, 1/25 000, n° 1-2 ; x = 697,5 ; y = 297 ; z = 73), dans une position comparable à celle du profil de Marly, que la limite entre le limon des plateaux (2 m) et le limon jaune d'ocre (argeron : 1,50 m) présentait des "dentelures les plus singulières" qu'il rapportait à l'action des eaux d'infiltration. Il s'agit à l'évidence du niveau de Kesselt qu'on retrouve avec le même aspect dans la coupe de La Longueville.

Au S de cette partie septentrionale du Hainaut qui est dans le prolongement direct de la zone limoneuse belge, le niveau de Kesselt perd ce faciès à langues et tend à devenir un horizon gris brunâtre faiblement déformé, comme à Marcoing, qui risque d'échapper à l'observation, d'autant qu'il est souvent masqué par la pédogenèse du sol récent. Ce fait s'accuse lorsqu'on progresse vers le S de la zone limoneuse dans le Bassin Parisien et doit sans doute expliquer les difficultés de l'interprétation chronostratigraphique du loess superficiel (cf. F. BORDES, 1953), tantôt daté du Würm II, tantôt du Würm III. Cependant dans la partie occidentale du Bassin de Paris (Normandie), un "niveau à virgules" est assez constant et a été corrélé avec l'horizon de Kesselt (J.P. LAUTRIDOU, 1968, 1969, 1972). Le relai est assuré par la Picardie (région d'Amiens). Si le niveau est peu décelable à Cagny où les loess pléniglaciaires sont minces, il apparaît par contre plus nettement à Vecquemont sur la moyenne terrasse de la Somme en amont d'Amiens et à Rainneville sur le plateau situé au N de la même ville (cf. J. DUPUIS, levés de la feuille géologique Amiens 1/50 000). Par conséquent le faciès de cet horizon-repère de la série weichsélienne suggère une zonation oblique à la marge septentrionale et occidentale de la région loessique (fig. 96).

Au-delà, vers le N et le NW, le niveau de Kesselt présente le faciès de Lambersart. Inégalement cryoturbé, il est surtout caractérisé par un matériel graveleux sablo-argileux avec cailloutis (silex). Beaucoup plus que dans la zone limoneuse orientale, il est représentatif d'une phase d'érosion qui a recoupé en glaciaires les dépôts sous-jacents, et il peut ainsi se situer à des niveaux variés de la stratigraphie, parfois directement sur le substrat (Iomme, Bûgnicourt, Hamel, Aubers) au sommet des versants, ou sur les cailloutis de terrasse (Arques), ou encore se confondre avec le niveau d'érosion du Pléniglaciaire inférieur (Lambersart, Noyelles-Godault) (fig. 103). Cette complexité stratigraphique traduit l'importance de l'évolution des versants et de l'érosion au cours du Pléniglaciaire moyen dont l'horizon de Kesselt fournit le bilan. Il illustre encore le principe selon lequel les hiatus lithostratigraphiques occupent une place essentielle dans l'interprétation géomorphologique et la régionalisation du périglaciaire hérité.

2 - 2 Limon de couverture

Le limon de couverture du Pléniglaciaire supérieur représente un changement radical dans la zonation climato-sédimentaire régionale. La zone loessique, jusque-là cantonnée en position sud-orientale, gagne fortement vers l'W et le NW (fig. 96). La sédimentation purement éolienne tend à l'emporter dans des régions marquées jusque-là par des processus fluviaux et nivéo-éoliens, ce qui confirme par un argument litho-stratigraphique la dégradation du climat (froid et sécheresse) (R. PAEPE et J. SOMME, 1970).

Dans la zone limoneuse occidentale comme dans la région orientale le limon de couverture présente un faciès de loess typique. Ses caractères granulométriques sont très constants, que l'on considère la position des échantillons sur le graphique triangulaire des textures (fig. 97) ou la forme bien redressée des courbes granulométriques globales (fig. 98). Cela tient à la prédominance de la fraction limoneuse grossière (50-20 μ), la médiane se situant entre 20 et 30 μ et le mode entre 25 et 40 μ (fig. 75). Ce dernier est plus net dans le loess de la province orientale, alors que le loess de couverture de la région lilloise présente un histogramme plus aplati assez proche des loess du Pléniweichsélien moyen de la zone orientale. Mais les différences sont faibles et le loess de couverture possède en général une structure homogène finement poreuse, sans litage, et il se range dans la catégorie des loess typiques.

Cette couverture éolienne reste identique, quelle que soit la nature des formations pléistocènes sous-jacentes ou du substrat. On comprend mal les fréquentes notations de la carte géologique qui signale sans nuance que les limons sont influencés par les sables ou les argiles éocènes ; cela n'est que partiellement vrai uniquement pour les formations weichséliennes sous-jacentes au loess de couverture. S'il en était besoin, la démonstration pourrait être facilement faite avec la coupe de la briqueterie d'Hallennes-les-Haubourdin ou avec celle de l'ancienne briqueterie d'Aubers, où le loess de cou-

verture typique repose presque directement, d'une part sur le sable landénien, d'autre part sur l'argile yprésienne (fig. 88). Il en est de même à Rumingham (près de la Plaine maritime), à Méteren et Bailleul (Houtland), à Violaines (Gohelle), à Bugnicourt (Ostrevent) (fig. 103). Cela est logique pour un dépôt éolien, typiquement limoneux (et non sablo-argileux) qui couvre indifféremment toutes les parties de la topographie comme l'avait bien montré J. LADRIERE, et pour lequel l'expression de "limon des plateaux" est tout à fait inadéquate. Les facteurs locaux n'interviennent que pour nuancer la sédimentation éolienne et parfois la supprimer ; leur influence s'observe à deux échelles différentes : pénétration des faciès de la zone de transition dans les vastes dépressions (Plaine de la Lys), réduction ou disparition du loess de couverture sur les versants plus raides (pente en moyenne supérieure à 10 %) du haut-pays. Cependant la dissymétrie des versants, marquée dans les faciès des formations antérieures, disparaît souvent avec le loess de couverture. Il en résulte parfois que la dissymétrie litho-stratigraphique ne s'accompagne pas d'une dissymétrie topographique dans le paysage actuel.

L'homogénéité de ce loess de couverture sur une grande surface suggère une uniformité morpho-climatique au Pléniglaciaire supérieur. Cette simplicité qui contraste avec la variété de faciès notée en Belgique pour la couverture (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967) doit être imputable à la position plus méridionale de la région du Nord qui marque la limite de la grande zone loessique du Bassin Parisien. Or, en Belgique, le passage s'effectue très rapidement entre la région des loess et celle des sables de couverture, contrairement aux périodes antérieures. Localement, le contact est aussi très brusque entre la sédimentation loessique et la sédimentation sablo-limoneuse, du type de celle de la zone de transition, comme cela s'observe avec la Plaine de la Lys.

Dans la Plaine de la Lys, la série weichsélienne peu épaisse (3 à 5 m en moyenne), en dehors des chenaux fossilisés, est surtout caractérisée par le faciès sablo-limoneux et la stratigra-

phie complexe de la couverture font de cette vaste dépression une annexe méridionale de la zone de transition belge (cf R. PAEPE, 1964). Les formations sous-jacentes au niveau de Lesselt qui se présente sous la forme d'un glacis d'érosion jalonné par un cailloutis et un réseau de petites fentes, comportent plusieurs unités limoneuses et sablo-limoneuses litées (Nieppe, Frelinghien, Deulémont, Quesnoy-sur-Deûle, fig.103). Le profil de la Briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle (fig.77) est le plus caractéristique, encore que dans le détail son interprétation reste délicate. La couverture subhorizontale qui trunque d'une façon rectiligne les poches sous-jacentes indique bien le changement radical de conditions morphoclimatiques. La présence d'une grande fente de gel, analogue à celles de la zone limoneuse, confirme l'âge pléniglaciaire, au moins de la partie inférieure de la couverture. Celle-ci comporte en particulier deux couches de limon gris jaunâtre à taches et tubulures ferrugineuses, surmontant deux niveaux de sable jaune à stratification entrecroisée avec linéoles de ferromanganèse qui correspondent au limon et sable de couverture 1 de R. PAEPE (1967). Cette unité lithostratigraphique de la zone de transition passe latéralement à des sables à structure entrecroisée, à Warneton et à Poperinge notamment. Une telle variation latérale de faciès, sur un même versant, entre un loess et des sables fluviatiles de fonte de neige est caractéristique pour R. PAEPE de la phase initiale du Pléniglaciaire supérieur où la sédimentation est influencée par les conditions topographiques locales de la zone de transition. De même s'explique la coexistence en Flandre française d'un dépôt purement éolien sur les versants du Weppes et du Houtland méridional et d'une sédimentation nivéo-éolienne dans la zone dépressionnaire de la Plaine de la Lys. Un tel changement rapide de sédimentation a été signalé en d'autres endroits, en Alsace notamment (J. TRICART, in R. RAYNAL et al, 1972). Il indiquerait que les loess n'ont été déplacés que sur des distances relativement courtes, ce qui semble probable dans le Nord de la France, encore que ce problème paléogéographique, qui concerne à la fois l'origine du matériel et les conditions climatiques précises, ne soit pas encore clairement

résolu (R. PAEIE et J. SOMME, 1970). Si, pour la fin du Fléniglaciaire, les vents dominants semblent toujours du NW-W (G.G. MAARIEVELD, 1960) comme le suggère la zonation sédimentaire globale, cela n'exclut pas des phases avec orientation différente (N ou NE) qui seraient en rapport avec le refroidissement maximum de la fin de la période weichsélienne.

La complexité de la période du Pléniweichsélien supérieur est masquée, dans la plus grande partie de la Région du Nord, par la nature exclusivement loessique de la couverture qui, en outre, surtout lorsque son épaisseur est réduite, est altérée par la pédogenèse post-glaciaire. Cela est particulièrement sensible dans la zone orientale où le bilan sédimentaire de la période est en général réduit. C'est dans la région basse centrale, Pays de Weppes notamment, que l'on enregistre les plus fortes épaisseurs du limon de couverture (4 à 5 m). Elles interviennent cependant dans des conditions topographiques précises, en particulier sur les versants en pente douce des vallées asymétriques (type vallée de la Deûle à Lambersart) ; elles sont liées également aux valeurs absolues des pentes : les pentes inférieures à 6-8 % sont les plus favorables à la conservation d'une épaisse couverture loessique.

En l'absence de cailloutis ou des grandes fentes qui ont d'ailleurs joué à plusieurs reprises au cours du Fléniglaciaire supérieur, lors de la phase de dépôt du limon de couverture 1, il est souvent difficile de préciser à quel limon de couverture correspond le loess unique. La bipartition observée à Lambersart avec un loess inférieur tacheté et cryoturbé avec cailloutis diffus et bulures ferrugineuses, se retrouve dans d'autres coupes (Prémesque, Toronne, Bailleux). A cette phase encore relativement humide correspondait parfois un loess nettement lité, type sédimentaire qui semble avoir persisté dans deux provinces limitrophes, dans l'Artois occidental (Elmes) et le Boulonnais d'une part, et dans le Hainaut septentrional (La Longueville), proche du bassin de la Haine d'autre part (cf. J. LADRIERE, 1890).

Dans certaines coupes la bipartition du loess de couverture est marquée par la présence d'un horizon gris brunâtre assez diffus (Vimy, Beauretz-les-Loges). Un tel niveau présentant des caractères nettement pédologiques (structure fendillée, hydromorphie) a été observé, en compagnie de A. TUFFREAU, dans la coupe de l'autoroute 42 à Tilloy-lez-Cambrai, au N de Cambrai (fig. 94). Ce "sol de Tilloy", accompagné d'un cailloutis, était localement visible au sommet d'un chenal, large d'une quarantaine de mètres, pénétrant toute la série pléistocène (Weichsélien moyen et inférieur, Saalien) ; il séparait deux loess dont l'inférieur était caractérisé par des tubulures ferrugineuses verticales. Avec la prudence qu'imposent ces observations assez isolées, on pourrait proposer une corrélation entre ce loess inférieur et son homologue, au faciès semblable, de la zone basse centrale. Dans cette perspective, la faible couverture loessique du Pléiglaciaire supérieur de la zone orientale serait attribuable au limon de couverture 2, ce qui confirme la conclusion tirée de la position des grandes fentes de gel qui s'ouvrent au "niveau de Kesselt", aussi bien en France (Marcoing) qu'en Belgique (Tongrinne). L'existence d'un sol à l'intérieur de la couverture loessique et son attribution à un interstade (Laugerie-lescaux ?) reste un problème qui ne semble guère pouvoir trouver sa solution dans la zone limoneuse, laquelle caractérise alors la presque totalité du Nord de la France.

En effet le bilan sédimentaire de la fin du Weichsélien est plus important et plus riche dans la zone de transition et dans celle des sables de couverture (cf. VAN DER HAMMEN et al, 1967, R. PAEPE et R. VANHOUCHE, 1967). A Zelzate, dans le N de la Belgique, près de 10 m de formations sont superposées au sol correspondant à celui de Kesselt et une séquence tardiglaciaire est bien représentée avec les sols de Stabroek (oscillation de Bölling) et de Roksem (oscillation d'Allerød) (R. PAEPE et J. SOMME, 1970). En dehors de la Plaine de la Lys et des vallées voisines, aucun dépôt n'est attribuable au Tardiglaciaire dans la zone limoneuse. Cette absence de dépôt est en relation avec un nouveau changement des conditions régionales, puisque

la sédimentation des sables de couverture envahit le zone de transition sans atteindre pourtant la région des loess, les limites entre les provinces restant ainsi tout aussi brutales. Il en résulte que le sol récent développé dans la couverture loessique doit représenter le bilan d'une évolution pédologique commencée dès le Tardiglaciaire, et que son interprétation doit être établie dans une perspective paléopédologique pour rendre compte de ses variations régionales de faciès qui ne sont pas seulement dues aux conditions climatiques de l'Holocène. Ainsi M. JAMAGNE (1971) envisage une évolution de 12 à 15 000 ans.

L'étude des variations régionales des unités lithostratigraphiques du Pléistocène récent met donc en évidence l'existence d'une paléozonation changeante, au cours de la période, dont les implications climatiques paraissent évidentes si leur interprétation précise reste encore problématique. Cette étude montre aussi qu'il faut tenir compte de deux séries d'éléments pour interpréter le rôle géomorphologique d'une période glaciaire (fig. 95, 96):

1° Pour l'ensemble du dernier cycle interglaciaire-glaciaire qui constitue un modèle valable pour le Pléistocène moyen, si l'on s'en tient aux données globales, on assiste bien à une évolution continue jusqu'à la péjoration climatique du Pléniglaciaire supérieur, le retour aux conditions interglaciaires s'effectuant au contraire relativement rapidement, ce qui est en accord avec la courbe climatique générale du Weichsélien et celle de la déglaciation (K.L. TUREKIAN, 1971). Cette évolution climatique continue fondée sur la stratigraphie continentale a bien été mise en évidence par des paramètres sédimentologiques et géomorphologiques (R. PALPE, 1968 b, 1971 a, 1972).

2° Si l'évolution climatique apparaît continue, elle s'est accompagnée d'une modification dans les limites des paléozonations climato-sédimentaires, plus ou moins rapide et brutale selon les phases interglaciaires, les phases glaciaires initiales et terminales et les phases pléniglaciaires. Pour apprécier l'effet des variations climatiques d'une période glaciaire, en particulier sur l'évolution du relief, il faut tenir compte de la façon précise dont les données chrono-climatiques zonales se manifestent dans le cadre spatial régional. La région du Nord de la France est apparue pour cela un bon terrain pour saisir ce double aspect des phénomènes dans la mesure où elle se trouvait à la marge septentrionale de la zone des loess. Il est évident que la division régionale entre un secteur occidental et un secteur sud-oriental, ce dernier appartenant déjà au Bassin Parisien, n'est pas seulement imputable au Pléistocène récent, mais qu'elle est la manifestation d'une évolution plus ancienne qui, dans la perspective cyclique du Quaternaire, a dû présenter beaucoup de points communs avec le Pléistocène supérieur.

CHAPITRE 4

LE PLEISTOCENE MOYEN ET INFÉRIEUR

Les données stratigraphiques du Pléistocène moyen et inférieur sont beaucoup plus réduites et, comme dans le reste de l'Europe, il n'est pas possible d'établir une synthèse comparable à celle du Pléistocène récent (cf. J. FINK, 1969). Cela tient à l'inégale conservation des dépôts limoneux, étant entendu que les cailloutis de terrasses, importants comme témoins de ces phases plus anciennes, n'ont pas la même valeur stratigraphique que les couvertures limoneuses. Cela est d'autant plus vrai dans le Nord de la France que, par suite d'une alimentation très monotone, ces formations fluviatiles sont constituées à peu près exclusivement de silex, matériel dans lequel l'altération reste peu significative.

Il faut aussi tenir compte de la position de la région dans l'ensemble de la sédimentation quaternaire de l'Europe du NW. Au S de la subsidence néerlandaise, le Nord de la France et la Belgique appartiennent à une zone de dénudation qui n'a été que partiellement masquée par la couverture des formations superficielles. A l'échelle de l'Europe du NW, il s'agit d'une vaste région de transition sous l'angle des

dépôts quaternaires. Si elle comporte une couverture weichsélienne épaisse, et cela d'autant plus que l'on avance vers la zone des sables de couverture, par contre les formations antéweichséliennes sont très inégalement conservées. Il faut atteindre la zone limoneuse sud-orientale pour rencontrer un bilan sédimentaire ancien important et plus continu. La comparaison entre les profils de Zelzate et ceux de la zone limoneuse est pour cela particulièrement significative (R. PAEIE et J. SOMME, 1970). Pour une couverture quaternaire d'épaisseur maximum semblable (environ 25 m), l'essentiel est constitué par le Weichsélien dans la zone des sables de couverture, alors que la situation est inversée en zone limoneuse qui annonce déjà le Bassin Parisien occidental où les séquences loessiques comportent une série complexe de paléosols superposés (Saint-Romain ou Saint-Pierre-les-Elbeuf, par exemple ; cf. F. BORDES, 1954 ; J.P. LAUTRIDOU et G. VERRON, 1970). Il existe donc dans l'ensemble de l'Europe du NW une zonation dans la conservation du Quaternaire dont la signification paléomorphologique est essentielle et qui permet de situer les zones privilégiées différentes pour l'étude des stratigraphies récentes ou anciennes. Ainsi pour le Pléistocène récent, il est apparu évident que le domaine franco-belge-néerlandais représentait un secteur de choix.

Pour réduire les possibilités d'étude s'ajoute une difficulté technique qui est loin d'être mineure. Les données concernant les formations antéweichséliennes sont surtout fournies par les forages, alors que les coupes visibles, en briqueteries notamment, sont rares. Les exploitations s'arrêtent en effet souvent au niveau de l'Emien ou à la partie supérieure du Saalien.

1 - Historique

Il est donc nécessaire de se référer aux travaux anciens, en particulier ceux de J. LADRIERE réalisés à une époque où les conditions étaient telles qu'il était possible pour le chercheur de suivre efficacement les grands travaux. LADRIERE (1890¹) distinguait ainsi la

série stratigraphique suivante pour la partie antéweichsélienne de son assise moyenne et pour son assise inférieure :

-Assise moyenne : (sous le limon gris)

- limon fendillé brun rougeâtre à "fragments schistoïdes" qui correspond au sol de Rocourt (Benien) développé dans un loess ;
- limon doux à taches noires que l'auteur attribuait à des points "charbonneux" et qui sont en fait des concrétions de manganèse (cf. G. DUBOIS; 1921) ;
- limon panaché sablo-argileux grisâtre avec de nombreuses concrétions ferrugineuses filiformes et, à la base, une alternance de veinules jaunes et grises ;
- gravier moyen, très peu épais, formé de silex anguleux éclatés, de rognons issus directement de la craie et de galets tertiaires, dans une matrice sablo-argileuse rougeâtre. Parmi la faune, à l'état remanié : E. primigenius.

-Assise inférieure :

- limon tourbeux ou tourbe avec Succinées, Linnées, Hélix;
- glaise gris verdâtre ou bleuâtre, argileuse ou sablo-argileuse avec débris végétaux, éclats de silex et Succinées;
- sable grossier argileux verdâtre avec veinules de silex ;
- gravier inférieur, sable grossier avec cailloux du substrat et galets ; nombreux ossements : E. primigenius, R. tichorhinus.

Il s'agit là évidemment d'une stratigraphie théorique regroupant les données du Bassin Parisien, de la Picardie et de la partie sud-orientale du Nord. J. LADRIERE notait ainsi que si le limon fendillé était présent partout et si le limon à points noirs était une couche très continue dans le Nord, les unités inférieures étaient plus ou moins représentées : le limon panaché est surtout observable dans le S du département du Nord, en particulier dans la forêt de Normal, il est par contre à peine visible dans l'Artois et disparaît au S ; le gravier moyen se réduit dans le Nord à un simple lit de silex ou même

n'est plus visible que sous la forme d'une ligne de ravinement ; rare en Cambrésis et en Artois, le limon tourbeux de l'assise inférieure n'a une grande étendue que dans la région de Landrecies-Bavai ; la glaise est une couche fréquente dans les bassins de l'Escaut et de la Sambre ; enfin le gravier inférieur est peu développé dans la région du Nord (cf. p. 225).

Contrairement aux observations de LADRIERE concernant l'assise supérieure, cette interprétation stratigraphique détaillée ne peut être retenue. En effet l'auteur a distingué, en particulier pour son assise inférieure des unités qui sont en fait des faciès latéraux. D'autre part il s'est heurté aux variations régionales de faciès lorsqu'il a tenté d'étendre son système stratigraphique à la région lilloise, s'interrogeant sur l'absence de l'assise moyenne (1866^a, 1890-1891) et attribuant ainsi un âge trop ancien aux formations. Finalement la division en deux assises que J. LADRIERE avait antérieurement proposée (1879^b) était une meilleure interprétation des faits.

H. DOUXAMI (1909) ne retient que les limons moyens qui forment pour lui un ensemble inférieur superposé à des formations fluviales et il les divise en deux unités : un limon sableux ayant soit le faciès limon panaché (Hainaut), soit le faciès limon jaune à points noirs charbonneux ; un limon fendillé brun rougeâtre qui est la zone la plus constante des limons moyens. G. DUBOIS (1924) considérait également que les assises moyenne et inférieure de LADRIERE occupaient une place disproportionnée pour leur importance stratigraphique réelle. Rappelant la division des limons anciens faite par V. COMMONT (1912) en Picardie (limon sablo-argileux panaché ; loess à grosses poupées et à points noirs ; limon fendillé), il montrait que dans le Nord les limons panachés pouvaient être d'âge différent, le limon bariolé de Flandre étant en fait un équivalent stratigraphique de l'ergeron, et que la superposition limon à points noirs et limon panaché était une donnée stratigraphique propre au Cambrésis et au Hainaut.

L'individualisation de la zone limoneuse orientale avait été aussi mise en évidence en Belgique. R. TAVERNIER (1948^a, 1954^b) note la rareté des formations limoneuses antérieures au Würm et retient l'existence, surtout dans le Hainaut, de limons plus ou moins argileux ou d'argiles sableuses grisâtres (cf. "glaise" de LADRIERE), peu épais, et de "limons panachés" sablo-argileux gris brunâtres, lités, souvent riches en concrétions limoniteuses ou manganésifères, qu'il place dans le Pléistocène moyen.

Avec les travaux de R. TAVERNIER, G. MANIL, F. GULLENTOPS, R. PAEPE, G. MORTELMANS, les études menées en Belgique ont mis en évidence des séquences limoneuses avec paléosols interglaciaires superposés qui fournissent une interprétation pédostratigraphique des unités distinguées par les anciens auteurs. Ces données proviennent de la Moyenne et Haute Belgique où les dépôts d'âge pléistocène moyen subsistent sous une faible couverture weichsélienne. Les paléosols sont souvent seul conservés, ce qui prouve leur résistance à l'érosion, et ils constituent les repères de la stratigraphie (R. PAEPE, 1968 a).

La présence d'un sol rougeâtre marmorisé (sol de Profondeville), situé à faible profondeur sous le sol de Rocourt et surmonté par une série de fontes de gel, a été mise en évidence un peu partout en Haute Belgique et attribué à l'Holsteinien (R. PAEPE, 1968 a, c). De même entre Hal et Tournai, entre les bassins de la Haine, de l'Escaut, de la Dendre et de la Senne, existe sous un paléosol brun lessivé gleyifié, correspondant au sol de Rocourt, un autre paléosol de même type, mais plus développé (sol de Tubize), qui est comparable au sol de Profondeville et qui s'inscrit sur la crête du Bois de la Houssière dans la formation dénommée "glaise" par J. LADRIERE (R. PAEPE et G. MORTELMANS, 1969). Un sol plus ancien (sol de Han-sur-Lesse) a surtout été reconnu en Haute-Belgique (R. PAEPE, 1969^b).

L'ensemble de cette séquence est daté du Pléistocène moyen et incorpore les divers éléments des assises moyenne et inférieure de

J. LADRIERE. Le faciès loessique typique n'apparaît vraiment qu'avec le dépôt saalien (cf. "limon doux à points noirs"). Les formations plus anciennes dans lesquelles se développe le paléosol le plus constant (Holsteinien) ont une texture variée, en général sablo-argileuse, et semblent correspondre tantôt au limon panaché, tantôt à la glaise de J. LADRIERE. Cependant la coupe de Tubize montre sous le sol ancien un faciès de limon sableux jaune hétérogène avec nombreux niveaux de cailloux accompagnés de petites fentes qui s'apparente à celui des formations limono-sableuses litées weichséliennes de Lambersart.

D'autres formations quaternaires constituées par des dépôts caillouteux à dominante de silex ont été distinguées sous le terme de "Diluvium" qui regroupait des éléments très variés n'ayant en commun que la présence plus ou moins abondante de silex.

J. LADRIERE utilisait le terme pour désigner les cailloutis séparant ses diverses assises, en le réservant plutôt dans ses derniers travaux à la couche inférieure plus développée. J. GOSSELET (1903 a) en distingue trois types : à la base du limon (petits éclats de silex), dans les vallées (formation de base des alluvions colmatant les talwegs), sur les hauteurs (terrasses et plateaux). Ce dernier type a surtout retenu l'attention et s'identifie finalement à la notion de diluvium (J. GOSSELET, 1920 a ; J. LORIE, 1921 ; A. BONTE, 1955b).

Selon la distinction, introduite plus ou moins nettement selon les régions par J. GOSSELET et J. LORIE, le diluvium comprend d'une part des dépôts typiques de terrasses fluviales, en particulier dans la vallée de l'Aa et de la Lys comme le précisent les travaux de A. BRIQUET et G. PONTIER, et des nappes caillouteuses formées de silex eupatéés dans un sable argileux, qui couronnent notamment les collines de la Flandre intérieure et qui se prolongent sur les hauteurs de la Moyenne et Basse Belgique. Pour ces dernières, R. TAVERNIER (1948b, 1954b) reprend le terme de *prêles*, initialement réservé à un

dépôt artésien et picard formé par un mélange de silex et de blocs de craie (cf. J. LADRIERE) ; il les attribue au mécanisme de l'altiplanation et les date plutôt du Pléistocène moyen. Cette datation a été précisée récemment pour le glacis du Bois de la Houssière qui surmonte la Haute Terrasse de la Senne par R. PAETE et G. MORTELMANS (1969) qui situent ces formations avant l'Holsteinien, vraisemblablement à l'Elstérien et les rattachent à des terrasses de cryoplanation. Un âge plus ancien (pléistocène inférieur) a cependant été proposé par L. WALSCHOT (1962) et R. FOURNEAU (1966). Entre la Lys et l'Escaut, au S de Gand, les cailloutis qui tapissent l'interfluve vers 60-80 m sont interprétés comme des terrasses fluviales datant du Pléistocène moyen (G. DE MOOR, 1963). Il existe donc selon la position morphologique deux sortes de formations à silex, dont l'une correspond à un système de terrasses fluviales, même si elle se trouve actuellement en position sommitale dans le paysage.

Dans l'Artois et à sa bordure, A. BONTE (1955b) n'établit pas cette distinction et considère que la nappe de débris, désignée globalement sous le terme de "diluvium", sans cesse alimentée, représenterait un dépôt continental compréhensif qui, débutant à l'Eocène, aurait été mis en place par ruissellement superficiel et solifluction sous forme d'un vaste épandage. Sans exclure totalement la présence de terrasses fluviales dans les talwegs dont le matériel proviendrait alors de la nappe, il propose d'appeler celle-ci du terme de "limon rouge à silex", la distinguant de l'argile à silex proprement dite, du conglomérat à silex (infraéocène) et du bief à silex. A la suite de cette interprétation, Ph. PINCHEMEL (1956) insiste sur la distinction entre l'argile rouge à silex et le diluvium, ce dernier étant considéré comme une formation néogène vraisemblablement post-diéstiennienne, un "fond de grenier" où se trouvent rassemblés les éléments pérennes de toutes les formations tertiaires qui ont recouvert l'Artois et la Flandre.

La conception de A. BONTE commande la cartographie géologique récente de la région. Ainsi la feuille de Saint-Omer (1/50 000) regroupe les formations à silex usées sous la rubrique Rs (formations

résiduelles à silex), n'ayant pas retenu l'interprétation en terrasses qui figurait sur l'ancienne carte (1/80 000). Il en est de même sur les autres feuilles. Cependant la mention LS (limons à silex), précédemment utilisés sur la feuille de Béthune, est reprise sur celle de Guines. Ce n'est que dans le Boulonnais que des alluvions anciennes (Fy) sont clairement distinguées. Qu'il s'agisse de LS ou de RS, ces désignations ne sont pas satisfaisantes, comme il sera montré ultérieurement, car elles désignent en partie des formations non limoneuses et des dépôts de terrasses typiques.

S'il n'est pas possible de dresser pour les formations anciennes un bilan stratigraphique comparable à celui du Pléistocène supérieur, il est nécessaire de tenter une classification à partir d'exemples précis, moins nombreux. La distinction fondamentale doit être faite comme l'a montré l'historique des travaux anciens entre les formations limoneuses et les formations à silex. Les premières sont les plus importantes d'un point de vue stratigraphique car elles reposent parfois en couverture sur les secondes, ce qui fournit un jalon chronologique.

2 - Les formations limoneuses

Le terme de limon est pris dans son acception large de complexe où les faciès variés comprennent des phases limoneuses. Cette texture devient cependant rare en même temps que les formations sont plus anciennes, comme l'avaient montré les travaux de J. LADRIERE. D'autre part, les limons préweichséliens sont surtout conservés sur une forte épaisseur dans la région orientale (cf. fig. 61). Cette zonation se confirme avec les variations de faciès qui cependant, contrairement au Weichsélien, sont plus directement liées à l'influence du substrat.

2 - 1. La région orientale

Les études détaillées de J. LADRIERE restent fondamentales pour la connaissance de cette région. Il a ainsi montré qu'il fallait distinguer la région d'Entre Escaut et Sambre où les limons anciens sont les mieux représentés de la région d'Entre Escaut et Somme où n'existe surtout que la partie supérieure de son assise moyenne.

La coupe de la briqueterie de la Longueville (fig. 78), située près de Bavai, est représentative de la première région où les épaisseurs de limons pléistocènes sont aussi les plus grandes (max. 25 m). Le profil de la briqueterie montre en effet, sous la séquence weichsélienne peu épaisse, trois séries de limons avec paléosols caractérisés (fig. 78). Seules les deux premières sont complètement visibles dans la coupe. Elles sont constituées par deux ensembles de limons lités dont la structure lamellaire est caractéristique des loess anciens avec une abondance plus grande de points noirs à la base, surmontés par deux paléosols rougeâtres. Le premier (couche 4), qui se développe surtout vers le NNE dans le sens de la pente du versant actuel en même temps que les couches sous-jacentes au niveau de Kesselt s'épaississent, présente les caractères du sol de Rocourt et correspond à l'Interglaciaire émien. Le limon à points noirs sous-jacent (cf. "limon doux à points noirs" de J. LADRIERE) comporte deux niveaux grisâtres compacts ondulés qui sont comparables aux Nassboden du Pléniweichsélien moyen. Le niveau basal à grosses concrétions noires présente sous un faciès beaucoup plus accusé une certaine analogie avec la base de la série weichsélienne.

La deuxième série de limons anciens, de texture toujours loessique, est surtout marquée par un paléosol marmorisé plus rougeâtre, mais de même type que le sol émien. Son rang interglaciaire est donc évident et il est corrélable avec le sol de Tubize de la Moyenne Belgique qui se présente sous le même faciès et qui est attribué à l'Holsheimien. Ce "sol de la Longueville" doit correspondre au "limon panaché" de J. LADRIERE (1880) qui signale que le talweg proche de l'Hogneau

est entaillé dans cette couche, ce qui s'accorde avec la descente générale de la stratigraphie qui s'amorce au NNE de la coupe. Au puits de la gare, dans un petit talweg adjacent proche (alt. 146), le même auteur note que le limon panaché épais de 3 m repose sur une glaise bleuâtre. Les limons anciens tapissent donc l'ensemble de la topographie, autre caractère typique de cette région du haut pays.

Un nouveau paléosol marmorisé et plus rougeâtre apparaît à la base du profil de la briqueterie dont les caractères, analogues aux précédents, le rattachent à une phase interglaciaire antérieure. L'attribution chronostratigraphique de ce sol au "Cromérien" reste hypothétique en l'absence de données autres que lithostratigraphiques. D'autre part les conditions de la coupe ne permettent pas de préciser les relations de ce niveau avec les couches sus-jacentes le long du versant et avec le faciès de "glaise" signalé par J. LADRÈRE.

Le profil de la Longueville a donc une importance exceptionnelle par la conservation de plusieurs séries superposées de limons du Pléistocène moyen avec paléosols de rang interglaciaire, qui suggèrent par leur bilan pédosédimentaire une évolution remarquablement cyclique.

Un changement s'opère vers l'W avec le long versant qui mène à la vallée de l'Escaut. Le profil de Marly (fig. 70) montre le développement de la série weichsélienne dû à l'épaississement des formations limoneuses litées, alors que les formations anciennes sont réduites à 3-4 m (cf. chap. 2).

Sous le sol de Rocourt (couche 7) existe un limon brun jaunâtre de texture loessique ($A = 17,5\%$; $LF = 25\%$; $IG = 51,75\%$; $S = 5,75\%$) relativement épais (2 m ; couches 8 et 9). Une ligne de petites fentes permet de le diviser et les points noirs apparaissent surtout à la partie inférieure. Il s'agit de loess lités comparables à la séquence du Pléniweichsélien moyen, ce qui montre que les conditions climato-sédimentaires du Saalien étaient analogues.

La base du Pléistocène, reconnue seulement en sondage (J. CARTIGNY, 1971), est constituée par un complexe lité de silex dans une matrice sablo-argileuse (fig. 76) qui provient du renaniment du Landénien. Elle témoigne de la phase d'érosion qui a précédé le dépôt de la couverture loessique et qui peut être nettement plus ancienne car la formation graveleuse est parfois surmontée par une mince couche de limon argileux faiblement sableux panaché qui serait un témoin du paléosol correspondant.

Il manque par contre les formations plus anciennes reconnues à l'E par J. LADRIERE, notamment au Fort de Curgies (alt. 105) où elles seraient conservées sur près de 9 m. La coupe de Marly occupe donc une position de transition avec la zone occidentale comme l'avait montré l'étude du Weichsélien.

Dans le Cambrésis, la répartition des limons anciens obéit aux mêmes lois que dans le Hainaut, cependant leur fréquence est moins grande comme le signalait J. LADRIERE, dans la mesure où l'épaisseur totale du Quaternaire tend à diminuer. La zonation d'E en W se reproduit, le plateau formant la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Sambre et de l'Escaut étant le plus couvert. Progressivement vers le NW, avec le découpage topographique dû aux multiples talwegs du réseau de l'Escaut, en même temps que le substrat devient presque uniquement crayeux, les dépôts weichséliens tendent à s'épaissir alors que les formations plus anciennes se raréfient. Seul le sol éénien reste relativement constant. La limite assez grossière entre haut et bas-pays fixée à l'isohypse de 80 m trouve ainsi une justification dans la répartition des limons.

Les situations restent cependant très diverses comme dans la région précédente, en fonction des conditions topographiques locales. Les éléments de plateau peu disséqués conservent la série limoneuse la plus complète. Ainsi J. LADRIERE (1890b) notait la présence à

Ovillers, au SE de Solesmes, entre la Selle et le Ruisseau des Harpics, vers l'altitude 140, de sa séquence stratigraphique complète, épaisse de 12 m, reposant sur les sables et grès landéniens, le Weichsélien typique, marqué notamment par un "ravinement" entre l'ergeron et le limon gris, n'ayant qu'une puissance de 3 m alors que le fendillé (sol de Rocourt), particulièrement développé (1,50 m), surmonte une série limoneuse importante (limon feuilleté à point noirs, limon panaché, limon sableux rougeâtre) se terminant à la base par un cailloutis gréseux (1,20 m). Cette stratigraphie avec plusieurs paléosols superposés est très proche de celle que décrivait encore J. LADRIERE (1890) au Bois de l'Épinette à l'W de Landrecies (alt. 160). De telles coupes ne sont malheureusement plus visibles ; elles suggèrent cependant une stratigraphie comparable à celle de la Longueville. La séquence la plus complète de limons anciens avec paléosols caractériserait donc bien la zone de partage entre les bassins de l'Escaut et de la Sambre, ce qui indique l'ancienneté de cette limite morphologique.

Le profil encore observable de l'ancienne carrière des Sablonnières de Mourmont au SW de Solesmes (fle Le Cateau 1/25 000 n° 3, x = 681,1 ; y = 275,2 ; z = 123) est représentatif d'un autre type de recouvrement limoneux sur Landénien, caractérisé par la minceur des formations quaternaires. Son étude a été menée en liaison avec une recherche préhistorique sur un site anciennement connu (J. SOMME, J. VAILLANT et J.P. FAGNART, 1972).

Le front N de l'ancienne exploitation, actuellement très dégradé, situé à proximité du sondage archéologique, montre une série de poches à la surface des sables éocènes (faciès des sables du Quesnoy à grès mamelonnés) dont le remplissage pléistocène n'excède pas 2 m (fig. 99). La coupe occupe une position culminante sur un éperon assez étroit entre la vallée de la Selle et un vallon adjacent. Les unités lithostratigraphiques suivantes ont été distinguées de bas en haut (fig. 99 A,B) :

1. sables jaunâtres avec grès ramelonnés dans la masse ;
2. sable argileux bigarré rouge brunâtre (5 YR 5/6) à marbrures grises (5 YR 6/2) subverticales (épaisseur moyenne = 0,50 m) ;
3. pavage de gros blocs de grès cassés, faiblement usés, reposant en général à plat sur le sable rougeâtre. Les blocs sont plus nombreux et plus gros dans les poches les plus profondes (points 1 à 7 et 35 à 38) ;
4. sable limono-argileux (éch. 3) tacheté rouge brunâtre (7,5 YR 5/6 à 4/4) et brun grisâtre (10 YR 6/3) avec petits silex non usés, cailloux de grès et galets d'argile brun foncé ;
5. limon (éch. 1) grisâtre (10 YR 6/3 à 2,5 Y 6/2), doux, peu épais (0,1 à 0,2 m), en lentilles ; localement la couche est continue et surmontée d'une ligne de petites fentes (points 22 à 25) ;
6. limon légèrement argileux (éch. 2) finement tacheté (7,5 YR 5/6 et 10 YR 7/2) ;
7. limon argilo-sableux (éch. 5 et 6), brun jaunâtre (10 YR 5/6) avec silex, peu épais (0,20 à 0,80 m). Cette formation s'épaissit en particulier au droit des grandes poches (points 0 à 8). Par contre entre les points 22 et 26, elle repose par l'intermédiaire d'un niveau de petites fentes et d'un cailloutis rectiligne sur le complexe sous-jacent.

N° échantillon	N° couches	2 mm-0,050 %	0,050-0,020 %	0,020-0,002 %	inf. à 0,002 %
3	4	31,40	15	16,10	37,50
1	5	9,60	27,50	42,90	20
7	6	6,85	30	38,15	25
2	7	13,8	22,5	33,7	30
5		13,5	27,5	24	35
6					

En tenant compte des données générales de la région et des observations faites par J. LADRIERE (1890) à proximité immédiate, une interprétation stratigraphique de ce site de dénudation peut être pro-

posée. Les limons weichséliens sont représentés par les unités 7, 6 et 5 de texture plus loessique, avec le sol récent développé dans la couche supérieure qui ne présente cependant pas les caractères du loess typique de couverture. Par contre le faciès des couches sous-jacentes correspond davantage au Weichsélien moyen et ancien, le limon 5 pouvant en particulier correspondre au sol de Warneton. Les industries trouvées dans ces niveaux s'accordent avec cette interprétation. La couche 2 représente un sol ancien très marmorisé, antérieur à l'Emien par les caractères de sa pélogénèse, développé à la partie supérieure des sables landéniens. La couche 4 constitue un autre paléosol attribuable à l'Emien par son degré d'altération et par sa position stratigraphique. A quelques centaines de mètres au S, sur le même plateau, J. LADRIERE avait d'ailleurs reconnu le fendillé sous une faible assise supérieure typique et sur de gros blocs de grès.

La coupe de Solesmes représente donc un site de dénudation qui s'explique aisément par les conditions topographiques, les formations antérieures au Weichsélien étant constituées uniquement par des paléosols. L'âge du plus ancien, éventuellement polyphasé, reste indéterminé, mais il appartient à la famille des sols du Pléistocène moyen et sa corrélation avec les sols anciens de la Longueville est vraisemblable.

La stratigraphie de la zone orientale avec conservation relativement importante d'au moins deux séries de limons anciens débordé l'Escaut puisque'on la retrouve à Marcoing (cf. chap. 2) avec des faciès à granules de craie qui sont en rapport avec le substrat crétacé environnant. Comme pour le Weichsélien, le changement de province s'opère progressivement dans le haut-pays alors qu'il est plus brutal au niveau du bas-pays, à l'W de l'Escaut.

A la briqueterie de Beaumontz-les-Loges, située au SW d'Arras sur l'interfluve qui sépare la vallée du Crinchon d'un autre vallon

affluent de la Scarpe (fle Arras n°6, 1/25 000 ; x = 622,45 ; y = 281,94 ; z = 141), n'ont que 3 m d'épaisseur sous la série weichsélienne typique un peu plus développée (cf. J. HURTRELLE, E. MONCHY et A. TUFFREAU, 1972). Sous le sol de Rocourt n'existe qu'une seule série limoneuse formée de deux couches de limon doux brun jaunâtre à points noirs non lités séparées par un mince niveau cryoturbé avec petites fentes de gel et rares cailloux de silex. Il s'agit là des loess saaliens sous leur faciès typique. Cette stratigraphie est comparable à celle de la coupe de Marly qui occupe aussi une position de transition. Dans les loess saaliens de Beaumetz ont été trouvées deux industries attribuées à un Acheuléen supérieur et à un Prémoustérien (fig.103).

Une stratigraphie proche a été relevée à Bapaume (fle Bapaume n° 7-8 1/25 000 ; x = 638,35 ; y = 266 ; z = 122) où sous le Weichsélien typique de la zone limoneuse et le sol de Rocourt, l'ensemble étant épais de plus de 4 m, deux loess brun jaunâtre à points noirs, attribuables au Saalien, sont séparés par une zone de cailloutis contenant une industrie acheuléenne supérieure (A. TUFFREAU, 1971).

À la Briqueterie de Viry (fle Arras n° 4 1/25 000 ; x = 635 ; y = 297,35 ; z = 65), située sur un replat en contrebas de l'escarpement de la faille de Marqueffles, le sol de Warneton manque dans la série weichsélienne épaisse de 4 à 5 m et se trouve remplacé par un complexe limono-sableux cryoturbé comme en Gohelle (cf. Noyelles-Godault, fig.103) surmonté par une ligne de fentes de gel, faciès qui annonce la zone limoneuse occidentale. Sous le sol de Rocourt, partiellement érodé par ce complexe du Weichsélien ancien, subsiste un loess à points noirs avec un niveau cryoturbé, à la base duquel a été également trouvée une industrie de l'Acheuléen supérieur, cette fois riche en bifaces (A. TUFFREAU, inédit). La stratigraphie du Saalien est compliquée par la présence d'un vaste chenal peu profond avec sables en stratification entrecroisée qui affecte sa partie supérieure et qui a pu être observée à une époque où l'exploitation était plus profonde (cf. P. DOLIE, 1965). Ces conditions particulières qui ont

régné à la fin de la période saalienne et qui ont encore influencé la pédogenèse hydromorphe de l'Eemien sont très semblables à celles qui sont observables à la briqueterie de Loune près de Lille (fig. 79). Ceci est une raison supplémentaire pour rattacher le site de Viry à la zone occidentale.

2 - 2. La région occidentale

Cette province qui est caractérisée par les faciès du Weichsélien et du Saalien s'étend désormais dans la région artésienne au NW d'Arras. D'une façon générale les limons anciens sont faiblement conservés et se réduisent aux dépôts de l'avant dernière période glaciaire, un paléosol de type brun rougeâtre hydromorphe, antérieur à l'Eemien, n'apparaissant qu'au sommet des sables landéniens lorsqu'ils sont présents. En outre le faciès des limons anciens se modifie. La coupe de la Briqueterie de Floringhen (fle Lillers 1/25 000 n° 4 ; x = 607,5 ; y = 311,1 ; z = 115), située sur le gradin intermédiaire (dit de Ferfay par J. GOSCHET) entre les escarpements des failles de Pernes et de Ruitz, fournit le type de cette stratigraphie (fig. 103). Sous une série weichsélienne (3 m) dépourvue du sol gris de Warneton et reposant sur le sol éemien tronqué par l'intermédiaire d'un niveau caillouteux abondant, les limons anciens (1 à 2 m) attribuables au Saalien, toujours caractérisés par l'abondance des points noirs, sont plus argileux, plus colorés et contiennent des niveaux grisâtres (Nassboden). Leur base formée d'un sable argileux brunâtre avec cailloutis de silex et de grès repose sur le sable landénien à grès mamelonnés dans lequel se développe un paléosol hydromorphe, brun rougeâtre à taches grises et points noirs.

Des séquences plus complexes n'existent qu'en position de piège dans les poches de la surface crayeuse des plateaux ou des terrasses élevées.

La moyenne terrasse de l'Aa à Hallines (fle Saint-Omer 1/25 000 n° 1 ; x = 581 ; y = 335 ; z = 70) fournit un premier exemple.

La surface de la craie est affectée par de profondes poches dans lesquelles pénètrent le cailloutis fluviatile (cf. A. BONTE et J. DE HEINZELIN, 1966; J. BOUTRY, P. DOLLE et G. TIEGHEM, 1968). Dans l'une des poches, la couverture limoneuse, en général très mince, se trouvait conservée sur plusieurs mètres. La coupe préservée dans un pilier de la carrière présentait la stratigraphie suivante (fig.100) :

1. limon brun argileux légèrement sableux avec cailloux de silex épars (0,75 m);
2. limon argilo-sableux brun (7,5 YR 5/6) à taches grises ; structure polyédrique avec revêtement argileux (0,50 m) ;
3. limon brun jaunâtre (10 YR 6/4) légèrement argileux à linéoles brunâtres surmonté par une ligne de fentes avec cailloutis (0,75 m) ;
4. limon argileux brun rougeâtre (7,5 YR 4/4) à taches grises et ferrugineuses ; petits points noirs ; structure fendillée (0,50 m). Cette couche est séparée de la précédente par un horizon cryoturbé avec silex rares mais plus gros qu'à la base de l'unité 2 (L = env. 20 mm) ;
5. limon argileux brun jaunâtre (10 YR 4/4 à 5/4) à multiples points noirs, surmonté par une ligne de petites fentes avec liseré de sable grossier blanchâtre et rougeâtre stratifié (0,75 m) ;
6. complexe limono-sableux lité blanchâtre et jaunâtre avec galets d'argile et silex, cryoturbé (0,50 m) ;
7. limon argileux brun rougeâtre (7,5 YR 4/4) avec grosses taches grises, devenant sableux vers le bas au contact d cailloutis sous-jacent (1 m) ;
8. cailloutis fluviatile rubéfié (5 YR 5/6).

N° couche	N° échantillon	< 2 μ	2-20 μ	% 20-50 μ	> 50 μ
1	408	28	24	38	10
2	409	35	25	31	9
3	410	25	33	36	6
4	411	40	22,5	32,8	4,7
5	412	37,5	25	31,8	5,7
6	413	17,5	22,5	48,5	11,5
7	414	45	20	29,75	5,25

Cette coupe montre la superposition de trois séries limoneuses sous un limon de remaniement récent (1), le Weichsélien est réduit à deux couches de limons lités (2 et 3), avec le sol postglaciaire sous un faciès très marqué comme cela est fréquent dans la zone occidentale. La couche 4, tronquée par la couverture précédente, se présente avec les aspects caractéristiques du sol éomien. Sa forte teneur en argile, qui est d'ailleurs générale à la plus grande partie des limons du profil, se retrouve dans la couche 5 qui possède les aspects typiques du Sarlien régional. De nouveau on constate une bipartition des dépôts attribuables à cette période avec en plus une cryoturbation marquée à la base. La couche 7 correspond à un nouveau paléosol, plus nettement marmorisé, qui peut être datée de la phase interglaciaire précédente, car il est d'un type proche de celui du sol 4 et la séquence est comparable à celle du Pléistocène récent. Il est proposé de désigner ce sol inférieur du nom de "sol d'Hallines" et de le corrélater avec le "sol de la Longueville".

La coupe d'Hallines, liée à une poche de dissolution de la craie, apparaît comme exceptionnelle dans le système des terrasses de la vallée de l'Aa. A Longuenesse, la même terrasse reposant sur le Landénien ne possède qu'une mince couverture atypique. Ces données sont particulièrement précieuses pour l'interprétation de l'évolution de la vallée (cf. 6e partie).

Des limons anciens sont également conservés dans les poches qui affectent la surface crayeuse du Haut-Boulonnais à Lottinghen (fic Desvres 1/25 000 n° 2 ; x = 572 ; y = 330,5 ; z = 200). La carrière de la cinenterie entaille le front de l'escarpement développé dans le Turonien et recoupe de grandes poches composites (fig. 104) dont certaines dépassent 10 m de profondeur. Le remplissage de ces poches, les plus importantes qu'il soit possible d'observer dans la région du Nord, fournit des données précises sur la stratigraphie des formations argileuses à silex et leur étude qui concerne le problème

de l'"argile à silex" sera reprise ultérieurement. La partie supérieure du complexe qui comporte également des sables (cf. 2e partie) est formée de plusieurs couches de texture plus nettement limoneuse (unités 9, 10, 11 et 12 ; fig. 105 ; cf. 6e partie).

Soul le limon légèrement sableux, brun jaunâtre (12), qui s'étend en couverture, possède des caractères qui permettent de le rattacher au Weichsélien. Les couches sous-jacentes caractérisées par leur altération pédogénétique appartiennent à un Pléistocène nettement plus ancien. L'ensemble 11 et 10 forme une unité sédimentaire, sablo-caillouteuse à la base, limoneuse au sommet de faciès loessique (fig. 106). Il constitue aussi un premier paléosol rougeâtre tacheté, avec décoloration et fendillement à la partie supérieure, selon un profil fréquent dans les séquences du Pléistocène moyen (cf. Herzele) et qui caractérise aussi le sol émien (cf. Marcoing), ce phénomène pouvant être dû à une dégradation ou à un remaniement périglaciaires. Des structures de gel (fentes) ont été signalées à ce niveau (M. CRISTIN, 1969). Un second paléosol, plus rougeâtre et marmorisé, séparé du précédent par un cailloutis de silex, est constitué par la formation sablo-argileuse 9.

Cette séquence de paléosols superposés évoque des exemples semblables qui ont été décrits sur les plateaux de la Moyenne et Haute-Belgique et rapportés essentiellement au Pléistocène moyen (F. GULIENTOPS, 1960 ; R. PAEPE, 1968 a, 1969 b ; R. PAEPE et G. MORTELMANS, 1969). Par comparaison avec les données fournies par la coupe d'Hallines, l'intensité de l'altération des deux paléosols de Lottinghen tend à les faire attribuer à des interglaciaires antérieurs à l'Émien. Le sol de Rocourt n'est pas présent, à moins que le paléosol supérieur ne soit polyphasé. La corrélation entre les deux coupes, en particulier en ce qui concerne le sol inférieur d'Hallines, est d'ailleurs rendue délicate par suite des différences de situation topographique régionale, de lithologie du matériau originel et de stratigraphie. Dans l'ensemble franco-belge, les variations de faciès du sol présumé

holsteinien sont plus grandes que pour le sol éémien. Si l'on peut donc hésiter entre deux hypothèses pour la datation des deux sols de Lottin-ghen, soit Holsteinien et "Cronérien", soit deux phases interglaciaires du complexe cronérien, les caractères litho et pédostratigraphiques n'indiquent pas un âge plus ancien que le Pléistocène moyen.

Dans le bas pays, qui appartient totalement à la zone occidentale, les formations de versants antérieurs au Weichsélien se présentent avec des caractères qui les opposent plus nettement à la zone orientale que dans le haut pays. Certains aspects révélés dans la stratigraphie des dépôts de la dernière période froide ne sont que le prolongement des conditions antérieures, la coupure fondamentale s'établissant à la fin du Pléniweichsélien moyen.

D'un façon générale, les limons anciens sont peu épais et inégalement présents. Il a été montré précédemment que le Weichsélien, parfois réduit au loess de couverture, reposait directement sur le substrat. Cette faiblesse du Pléistocène caractérise surtout les versants plus raides des vallées dissymétriques et des talus structuraux (Weppes, Ferrain, Houtland). Comme les limons récents, les dépôts antérieurs peuvent cependant s'épaissir dans les sites favorables que sont les bas de versants en pente faible exposés à l'E et au NE. Il en est ainsi à Lambersart (fig. 67) où, bien que le sol éémien soit absent, les formations sous-jacentes au Weichsélien, épaisses de 5 m environ, semblent devoir être attribuées entièrement au Saalien, d'après les données fournies par les sondages. La base caillouteuse qui comporte de nombreux débris de grès éocènes (cf. 2e partie) provient du remaniement d'une nappe ancienne à peine mieux conservée sur les interfluves. A Halluin (fig. 89), celle-ci est directement surmontée par les limons récents. A Sainghin-en-Weppes (fig. 101), le cailloutis, fortement cryoturbé, a pu être localement observé, reposant sur le sable landénien altéré, mais là encore il se trouve remanié avec des lambeaux de limon ancien à la base de la série weichsélienne. Ces conditions ne permettent pas d'établir une stratigraphie précise.

Sur les interfluves et à la partie supérieure des versants, l'altération hydromorphe est fréquente dans le substrat qui est proche de la surface. Les conditions du profil permettent de conclure dans certains cas qu'il s'agit du sol Cénien (ex. Mérignies, Rainbeaucourt, Bugnicourt, fig.103). Dans cette situation topographique, la position subaffleurante de ce paléosol est un fait courant dans la zone occidentale. Il en est ainsi à Poperinge dans la région de transition belge (R. PÆPE et R. VANHOORNE, 1967). La coupe d'Herzele en est un autre exemple (cf. 5e partie). Cela peut être une source d'erreur dans l'interprétation du sol récent. Lorsque le substrat est profondément altéré, sur plusieurs mètres, il faut admettre qu'il a enregistré plusieurs pédogénèses successives. D'une façon générale, la reconnaissance des paléosols devient délicate lorsqu'ils se développent dans les formations tertiaires.

Les formations antéweichséliennes du bas pays sont enfin caractérisées par leur texture. Le faciès de loess typique paraît absent, même si l'influence éolienne est évidente. Au mieux, les limons anciens s'apparentent par leur granulométrie aux dépôts nivéo-éoliens antérieurs à l'interstade de Denekaap (cf. fig.102: limon ancien de Sainghin-en-Weppes). Le faciès limono-argilo-sableux est le plus représentatif. La structure de ces formations est aussi comparable à celles du Weichsélien ancien et moyen. L'analogie avec les formations limono-sableuses litées est particulièrement frappante à Lambersart, comme l'a montré le récent avancement de l'exploitation. L'intérêt de cette coupe est ainsi de montrer que le même versant comporte des formations litées, à multiples fentes déformées, d'âge différent, ce qui implique la reproduction de mêmes conditions. Des faciès homologues ont d'ailleurs été notés, dans la localité-type sous le sol de Tubize (Holsteinien), pour des formations plus anciennes (R. PÆPE et G. NORTELMANS, 1969).

La stratigraphie des formations limoneuses antéweichséliennes est donc caractérisée d'abord par la présence de plusieurs paléosols, ceux-ci occupant une place relativement importante, parfois exclusive, dans les profils, ce qui semblerait indiquer que les séries conservées sont tronquées. L'existence du sol éémien et d'un autre sol sous-jacent, analogue, mais plus marmorisé et plus coloré, est un fait assez constant dans la zone orientale. Cette superposition devient exceptionnelle dans la zone occidentale, surtout dans le bas pays. Le sol d'Hallines et son homologue de la zone orientale (limon panaché de LADRIÈRE notamment) sont attribués à l'interglaciaire immédiatement antérieur à l'Eémien, en l'occurrence l'Holsteinien si du moins ce terme chronostratigraphique ne recouvre pas une réalité plus complexe dans le Pléistocène moyen, et la corrélation avec le sol de Tubize de R. PAEPE est ainsi proposée. Un sol plus ancien n'existe que localement, en particulier dans les poches du Haut Boulonnais et sur les plateaux du Hainaut ; il doit être encore rattaché au Pléistocène moyen.

Les dépôts limoneux anciens de la région ne sont pas antérieurs à cette phase du Quaternaire. Le faciès loessique ne devient vraiment typique qu'avec les dépôts saaliens de la zone orientale. La bipartition des formations de cette période est un fait assez général, par suite de la présence d'un niveau de cryoturbation intermédiaire. Par ses faciès et ses déformations périglaciaires, le Saalien peut se comparer au Weichsélien avec une zonation assez identique. Il n'en est plus de même pour les formations antérieures pour lesquelles les données deviennent d'ailleurs plus rares en raison même de la faible conservation des dépôts. Cependant dans le Hainaut les limons sous-jacents au sol de la Longueville (Holsteinien) sont encore semblables aux loess saaliens. C'est avec cette région la plus orientale que peut être tentée une comparaison avec le Bassin Parisien qui représente une autre province paléogéographique.

La région du Nord de la France partage avec la Belgique méridionale l'avantage d'occuper une position charnière à l'extrémité de la zone européenne des loess, dans un domaine bordier où l'étude des variations latérales de faciès de la sédimentation éocène permet d'établir par des relais à courte distance une corrélation avec la stratigraphie néerlandaise. En même temps la zone limoneuse dont la compréhension s'éclaire par les zones de transition et sableuse fournit des données comparables à celles des loess de l'Europe centrale. La partie française présente plus particulièrement l'intérêt de mettre en évidence une zonation d'E en W dans la région loessique, alors que sa position encore septentrionale maintient dans la stratigraphie de ses formations des preuves manifestes de l'amplitude des fluctuations climatiques périglaciaires. Cette région fournit ainsi des données qui doivent éclairer la stratigraphie et la paléogéographie de l'ensemble du Bassin Parisien.

Si la coexistence de deux nomenclatures, très partiellement corrélables, demeure un obstacle aux synthèses, il paraît souhaitable que celle de l'Europe du Nord soit généralisée pour des

régions de plaines et de plateaux qui s'inscrivent dans un schéma de répartition de la sédimentation éolienne qui concerne l'Europe du NW.

Il apparaît que la stratigraphie des loess et des formations associées ne fournit pour les périodes correspondantes qu'un bilan climato-sédimentaire à partir duquel la reconstitution d'une évolution continue ne peut être tentée que dans la mesure où l'on tient compte des hiatus de la stratigraphie qui ont une importance au moins aussi grande, de ce point de vue, que les dépôts conservés. Cette conclusion, tirée de l'étude litho-stratigraphique, est essentielle pour la géomorphologie, puisque les complexes de formations limoneuses (s.l.) sont corrélatifs de l'évolution aréolaire du relief.

Dans l'ensemble du Pléistocène, les formations limoneuses de la région du Nord sont surtout riches pour la phase récente dont la définition doit se limiter au couple Eemien-Weichsélien qui constitue un cycle élémentaire et forme un modèle pour le Quaternaire antérieur dont la subdivision demeure problématique. Les données de la stratigraphie régionale, surtout celles du bas pays, les plus méconnues dans la cartographie géologique, permettent d'esquisser une zonation dont les limites ont varié au cours du Pléistocène récent, ce qui montre la complexité des thèmes de recherche consacrés à la "régionalisation du Périglaciaire". La permanence sur de grandes distances d'un même type de faciès, tel celui des formations litées du Pléniweichsélien moyen, en même temps qu'elle fournit un repère lithostratigraphique, montre l'unité génétique d'une vaste famille de dépôts, corrélatifs de la dernière grande phase d'évolution des versants. Les données lithostratigraphiques permettent ainsi de confirmer par des arguments géographiques la bipartition fondamentale du Weichsélien avec la coupure représentée par le "niveau de Kesselt".

Les données régionales ne permettent pas d'établir une stratigraphie et une paléogéographie aussi précises pour les formations limoneuses antéweichséliennes. Par leurs caractères sédimentaires

et pédologiques, celles-ci appartiennent encore au Pléistocène moyen et la présence de deux paléosols analogues au sol éeuien incite à dater du "Cromérien" les dépôts les plus anciens qui subsistent surtout dans le Hainaut et dans le Haut-Boulonnais. L'absence de formations attribuables à un Pléistocène antérieur amène à une conclusion décisive sur l'âge de l'héritage des zones culminantes en même temps que ce hiatus du Quaternaire ancien crée un problème ardu pour la reconstitution de l'évolution géomorphologique qui prolonge celui posé par le Négène.

Le Pléistocène récent n'est que le dernier cycle d'une série comparable qui a caractérisé au moins une partie du Pléistocène moyen. La zonation climato-sédimentaire des limons anciens ne paraît pas fondamentalement différente de celle du Weichsélien et confirme la distinction entre une région orientale et une région occidentale. La première a dans l'ensemble toujours été caractérisée par une sédimentation plus loessique et une immunsation des dépôts et des sols que l'on retrouve superposés. Dans la seconde, l'érosion a été constamment plus active avec remaniement du substrat, ce qui entraîne un bilan stratigraphique de versant différent et une conservation réduite des formations anciennes, les paléosols n'ayant pas joué aussi systématiquement que dans la zone précédente le rôle de couches résistantes.

La limite des deux provinces est plus progressive dans l'Artois qu'au contact hennuyer entre haut et bas pays. Cela résulte à la fois des conditions topographiques générales, les changements s'opérant plus brutalement au niveau des zones déprimées selon une loi générale qui s'applique ainsi aussi bien régionalement que localement, de la nature différente du substrat, largement crayeux d'un côté, argileux et sableux de l'autre, et surtout de la composante S-N de la zonation climato-sédimentaire.

Le Pléniglaciaire supérieur weichsélien, qui représente un changement radical dans la dernière période froide par l'extension nord-occidentale du dépôt de loess typique, semble bien aussi être un événement exceptionnel dans l'ensemble du Pléistocène moyen et supérieur. Mais ses conséquences sont décisives sur la fossilisation de la topographie qui a résulté du dépôt de la couverture et entraîné une relative uniformisation superficielle, et de là, sur les conditions de sol qui s'offraient à l'homme pour l'aménagement régional.

4 ème P a r t i e

I N F L U E N C E S D E L A S T R U C T U R E

S U R L E R E L I E F

L'évolution paléogéographique secondaire et tertiaire de la Région du Nord (+) montre que cette zone n'est que la partie interne d'un vaste ensemble structural s'étendant du Brabant à la Picardie, hérité du Paléozoïque dont les éléments paléoniens et hercyniens ont constamment influencé l'évolution tectonique ultérieure. Le rôle de dorsale, joué par cet ensemble au Jurassique, se manifeste ensuite par la variation des limites de transgressions qui incorporent la région tantôt au bassin septentrional, tantôt au bassin parisien. Cette référence à la paléogéographie ancienne est apparue indispensable pour définir l'aspect dynamique de la structure régionale et en tirer des arguments pour comprendre à la fois l'évolution tectonique récente -depuis la fin du Tertiaire- et le dispositif statique.

L'évolution au cours du Crétacé est marquée par l'effacement progressif de la partie méridionale (Picardie, Artois, bas-pays) alors que le massif du Brabant avec ses annexes méridionales (Mélan-tois) se manifeste jusqu'à la fin de la période. Parallèlement une subsidence localisée affecte la bordure méridionale (Bassin de la Haine et ses prolongements dans le Valenciennois et le Douaisis). Dès le Crétacé terminal s'amorce un tournant avec l'apparition de l'axe artésien qui semble s'individualiser comme zone anticlinale pour la première fois. Si la paléogéographie de la limite Crétacé-Paléocène reste encore obscure (cf. C. POMEROL, 1967), le Landénien inférieur montre un dispositif structural presque inversé, la Picardie limitant le bassin nordique. Au Landénien supérieur et à l'Yprésien, le massif du Brabant garde une certaine individualité, que l'absence de dépôts landéniens soit due à une permanence continentale ou à une érosion pré-yprésienne. Parallèlement, l'axe artésien, effacé au Landénien marin, se manifeste de nouveau comme limite des bassins, soit zone émergée (Landénien continental et Yprésien inférieur), soit haut fond (Cuisien), évolution anticlinale qui annonce l'émergence

(+) cf 2e partie.

définitive au Lutétien moyen et qui est l'amorce de la mégaondulation allant gagner vers le S le Bassin de Paris (C. POMEROL, 1971). La trace des mouvements différentiels entre Brabant et Artois (Mé-lantois, Haine), attestée par l'instabilité sédimentaire qui s'accuse à partir de l'Yprésien supérieur, se perd au moment où l'ensemble émerge complètement. Il faut noter qu'à la fin du Bruxellien, avec le littoral jalonné par les Monts de Flandre apparaît une orientation différente de celle des mouvements antérieurs. A ce fait nouveau s'ajoutent les oscillations qui affectent le NE de la Belgique (région de Liège) à la fin de l'Eocène et à l'Oligocène (cf. P. FOURMARIER, 1954).

Après l'épisode de retrait de l'Eocène supérieur, les bassins oligocènes ne concernent plus l'ensemble s'étendant du Brabant à la Picardie, redevenu continental. Au total, dans cette histoire sédimentaire des bassins hercyniens, la Région du Nord proprement dite (Boulonnais mis à part à cause de sa sédimentation jurassique) n'a été incorporée, totalement ou partiellement, au domaine marin que durant à peu près un tiers seulement de la période s'étendant du Permien à la fin du Tertiaire. C'est d'ailleurs ce dont témoigne directement la faible épaisseur de la couverture reposant sur le socle (cf. 2e partie).

Il est évident que la structure de la couverture est directement commandée par celle du socle proche et le jeu de ses accidents. Si cela est devenu évident pour le bassin parisien (cf. La Tectonique du Bassin de Paris, 1971), à plus forte raison l'héritage doit-il être important dans un bassin à faible revêtement sédimentaire qui prolonge l'Ardenne. Or le bâti structural paléozoïque dont l'influence a été reconnue au Secondaire et à l'Eogène au cours d'une évolution tectonique continue (cf. P. FOURMARIER, 1954) est particulièrement complexe puisqu'il se situe au niveau d'une charnière majeure du soubassement entre les domaines calédonien et hercynien qui ont l'un et l'autre subi une tectonique de style cassant (cf. A. BEUGNIER, 1964).

CHAPITRE 1

GRANDS TRAITS DE LA STRUCTURE

La structure de la région, anciennement connue grâce aux travaux houillers, apparaît de plus en plus complexe au fur et à mesure que les données nouvelles s'accumulent. Les campagnes de recherches pétrolières ont permis d'établir une série de cartes détaillées du socle (C.F.P(M), CoFESEP, R.A.P. et S.N.P.A., 1965) qui ont montré l'influence directe de ses accidents sur la structure de la couverture. Parallèlement aux données géologiques et hydrogéologiques établies par le Service Géologique Régional du B.R.G.M., la plupart des nouvelles feuilles géologiques au 1/50 000 comportent les courbes structurales d'un horizon stratigraphique repère. En outre, la géologie du Nord a donné lieu à un fascicule spécial qui précise la structure des diverses régions (G. WATERLOT, A. BONTE, A. BOUROZ, C. DELATTRE, P. CELET, ..., Ann. Soc. Géol. Nord, 1969).

Cet avancement des connaissances dispense de revenir sur les anciens travaux dont la synthèse a été établie par P. PINCHEMEL (1954). Cependant une place particulière doit être réservée à l'étude de A. BRIQUET (1922 a) par suite des préoccupations proprement

géomorphologiques qui l'ont guidée. Pourtant, si le style de la structure régionale paraît maintenant bien établi, l'interprétation précise des anomalies et la localisation des accidents restent encore dans le détail souvent problématiques et parfois contradictoires. Ces difficultés demandent à être envisagées avant l'exposé d'un bilan provisoire des résultats.

1 - Difficultés de la reconstitution structurale

P. PINCHEMEL (1954) a fait état des difficultés auxquelles se heurtent les essais de cartes tectoniques réalisées à partir de la stratigraphie de la craie, par suite de l'imprécision des limites d'étages qui sont encore largement fondées sur les lithofaciès. En l'absence d'une révision systématique régionale de la chronostratigraphie, les cartes structurales établies à partir de l'horizon-repère du toit du Turonien moyen restent approximatives.

Dans le haut-pays, en dehors du toit du socle, celui du Gault (Boulonnais) et du Turonien moyen, sont les horizons-repères utilisables. A l'approche du bas-pays, le sommet de la craie devient exploitable par suite de la conservation du Landénien en tenant compte cependant de la limite d'érosion dans les vallées, laquelle n'est pas toujours clairement établie dans les sondages (région de Lille par exemple). Cet horizon-repère n'est donc utilisable que localement (contact entre haut et bas pays, bordure méridionale du Mélandois sur la feuille de Saint-Amand, partie occidentale de la plaine maritime) d'autant que dans le bas-pays les sondages les plus nombreux ne renseignent que sur l'Eocène. Ainsi le toit des sables landéniens sous l'argile yprésienne devient le seul horizon-repère pour mettre en évidence la structure de la couverture (cf. G. WATERLOT, 1957 ; J. MANIA, 1971). Il est certes possible d'extrapoler à partir de cette limite celle de la craie en supposant une épaisseur constante de l'ordre de 40 m pour le Landénien ; mais la puissance de cet étage peut varier de plus de 10 m (cf. 2e partie), soit un ordre de grandeur comparable à celui des accidents structuraux.

La carte structurale de la couverture pour l'ensemble de la région n'est donc pas un document homogène puisqu'elle s'appuie sur des horizons-repères différents dans le haut et le bas pays (fig.108). Or par suite d'une évolution paléogéographique complexe, les divers horizons ne sont pas parallèles, y compris à l'intérieur de la série crétacée. De plus, même en tenant compte des variations systématiques d'épaisseurs, on constate que les diverses cartes structurales se superposent mal en une région donnée. Ces différences déjà sensibles à l'intérieur du Crétacé sont souvent très marquées entre le toit du Paléozoïque et le sommet des sables landéniens (fig. 109, 110). C'est la manifestation évidente d'une longue histoire tectonique dont les divers horizons-repères ne fournissent qu'un bilan apparent différent. Or la stratigraphie régionale n'offre que des jalons limités pour saisir l'influence des phases de cette évolution dont les effets ont pu être contradictoires comme cela est admis pour les phases pré- et postcrétacées. Cette évidence boulonnaise devient plus incertaine pour le reste du Nord en l'absence de Jurassique : elle permet cependant un raisonnement par analogie.

Dans la perspective géomorphologique, plus grave est le manque de repères stratigraphiques postérieurs à l'Eocène inférieur, problème posé en particulier par A. BRIQUET (1922 ●) qui a utilisé des données d'ordre morphologique pour l'établissement de sa carte tectonique. Les difficultés de cette démarche sont évidentes comme le soulignait P. PINCHEMEL (1954) car "il est gênant de partir des indications de la topographie pour déterminer la structure et constater ensuite que le relief est en majeure partie de nature structurale". Il est pourtant nécessaire de tenir compte étroitement des forges, même mineures dans une région de plaines, pour éventuellement préciser une structure dont les accidents sont eux-aussi de très faible amplitude et donc d'interprétation difficile. L'explication tectonique qui doit venir au terme de la confrontation de toutes les autres données, en l'absence d'une évidence préalable, concerne surtout d'ailleurs la localisation du phénomène. Elle se justifie quant

à sa nature par le style structural des déformations régionales. C'est donc sur ce point qu'il est nécessaire d'insister avant de mesurer l'influence de la structure sur le relief du haut et du bas pays.

2 - Le quadrillage tectonique

A. BRIQUET (1922 a) a mis en évidence que le caractère fondamental de la région réside dans sa structure quadrillée : ce dispositif qui est particulièrement net dans le Boulonnais explique également le système des ondulations de la région artésienne où les axes tectoniques appartiennent à deux directions conjuguées et à peu près orthogonales. L'interprétation de A. BRIQUET éclaire la structure du bas pays dont le style est identique avec des orientations plus complexes.

Il est insisté souvent sur la direction principale NW-SE à WNW-ESE, représentée par l'axe de l'Artois, héritée des orogénèses primaires, car elle commande l'armature de la structure générale et du relief d'ensemble opposant le haut et le bas pays. Le terme d'"axe de l'Artois" a été pris dans des acceptations diverses, géologiques ou géologiques et topographiques (cf. J. GOSSELET, 1892 a ; P. PINCHEMEL, 1954). Il ne paraît pas souhaitable de limiter son sens à "l'anticlinal faillé qui, à partir de la crête de Vimy, constitue, topographiquement le rebord septentrional de la plaine picarde" (P. PINCHEMEL) car il ne s'agit que d'un élément local d'un plus vaste système structural. A. BRIQUET désignait ainsi sous ce terme le complexe anticlinal qui accompagne le bord de la plaine flamande. S'il est logique de la prolonger jusqu'au Boulonnais car ses accidents forment un faisceau dont on peut reconstituer la continuité (cf. A. BONTE, 1969) qui se superpose à celle du socle, il paraît par contre nécessaire de le limiter vers Arras (cf. J. GOSSELET, 1892 a) car au-delà la direction et le style tectonique se modifient. Le Cambrésis fait transition avec le Hainaut où la grande flexure ardennaise de la région de la Sambre est orientée SW-NE (A. GAMBLIN, 1959).

La structure du bas pays paraît également commandée essentiellement par une direction principale sensiblement parallèle à l'axe méridional, présentant une inflexion qui reproduit d'une façon atténuée la courbure du haut pays crayeux. Ce dispositif est représenté par l'anticlinal du Mélandois dont l'élévation structurale fait affleurer le calcaire carbonifère dans le Tournaisis. L'axe anticlinal tertiaire, qui passe par Bouvines et Haubourdin avant de s'estomper à l'W du Weppes, se situe un peu au S de l'anticlinal hercynien, localisé au niveau d'Annappes (G. WATERLOT, 1969). Avec une direction parallèle, il est accompagné, au S, du synclinal d'Orchies et, au N, de la faille de Bailleul qui présente un rejet méridional de l'ordre de 25 m. G. WATERLOT (1957) a montré que ce système d'ondulations du Mélandois et du Pévèle se prolongeait à travers la Plaine de la Lys et la Flandre intérieure : il sera nécessaire de revenir sur cette interprétation mettant l'accent exclusif sur une orientation prédominante.

Le caractère fondamental de la structure régionale réside en effet beaucoup plus dans son style quadrillé, comme l'a montré A. BRIQUET, par suite de la présence d'axes de direction transversale qui se laissent moins aisément reconnaître. Pour cet auteur, il ne s'agit pas de simples décrochements de plis, mais d'axes anticlinaux transverses aux premiers, créant une accentuation inégale du plissement sur les divers segments du complexe. Les nouvelles cartes structurales, établies au niveau de la surface du Paléozoïque ou à celui du toit du Turonien moyen, confirment cette interprétation. Les axes anticlinaux de l'Artois sont discontinus, interrompus par des accidents transverses et recoupés par le système des grandes failles de la bordure. Ces dernières présentent un dispositif en relais qui est l'image la plus apparente du compartimentage de la structure artésienne. Ce n'est que par schématisation qu'il est possible de tracer un système de plis parallèles: c'est en ce sens qu'il faut envisager "l'anticlinal de la ligne de partage" présenté comme un axe continu par P. PINCHEMEL (1954). Au niveau du seuil du Cambrésis, les ondulations perdent de leur amplitude et s'accompagnent de rides brachy-

anticlinales transverses (P. CELET, 1956, 1969). Le même dispositif quadrillé a été mis en évidence en Picardie (D. D'ARCY et J.C. ROUX, 1971). La structure de l'Artois est donc identique à celle du Bassin de Paris où le terme de "grands axes" s'est révélé abusif et où l'anticlinorium du Bray, élément comparable le plus proche, paraît se résoudre finalement en une succession de petits dômes parfois légèrement décalés par des failles ou des flexures de direction perpendiculaires à l'axe (C. POMEROL, 1971).

Cette structure comportant une mosaïque de dômes et de cuvettes où prévaut, à l'W, la direction armoricaine, et à l'E, la direction varisque, sans que chacune de ces directions soit exclusive dans son domaine, avec formation d'accidents satellites au voisinage des grands axes (cf. C. POMEROL), caractérise aussi bien l'Artois proprement dit que le Cambrésis et le Hainaut, aussi bien le bas pays que le haut pays. Cette interférence des trois orientations principales de la tectonique (armoricaine, intermédiaire et varisque) qui comportent des déformations longitudinales et transversales a été bien mise en évidence par C. STEVENS (1952) qui montrait que l'orientation varisque conservait son importance jusqu'en Flandre occidentale belge. Le phénomène s'accuse en dehors de l'Artois proprement dit dans la mesure où les accidents perdent de leur amplitude et les interférences deviennent multiples dans la zone où dominent les plis intermédiaires. Selon l'expression de J. GOSSELET, le Mélandois est un "dôme" correspondant à la rencontre de l'anticlinal tournaisien et de la surélévation de la craie qui sépare les bassins de Flandre et de Pévèle et qui fait affleurer le crétacé sous les limons pléistocènes de la Cohelle au Carembault (J. GOSSELET, 1892, 1895). A l'E, le Pévèle est une cuvette complexe dont le centre principal se situe au S d'Orchies, mais dont les contours ne se superposent pas rigoureusement aux divers niveaux-repères (toits du socle, du Turonien moyen, de la craie) (fig. 109). Elle tend à se fermer à l'E comme à l'W, étant séparée de la dépression de la Haine par un bombement oblique d'une quarantaine de mètres d'amplitude qui sépare la plaine de la Scarpe

de la vallée de l'Escaut de Valenciennes. Cet axe transversal est d'ailleurs émetté par une série de "paléocreux" où les diverses assises s'épaississent (cf. 2e partie).

A l'W de la vallée de la Deûle, le détail de la structure est beaucoup moins connu par suite de la plus faible densité des sondages qui en outre ne fournissent des indications assez nombreuses que pour le toit du Landénien. Les cotes de celui-ci suggèrent cependant un même système de dômes et de cuvettes. Dans la Plaine de la Lys, au SE d'Hazebrouck, le sommet des sables d'Ostricourt est rencontré entre -50 et -55 alors qu'il se relève autour avec en particulier, au NW, le bombement de la Canewelle à Hazebrouck (-38) et, au SE, celui de Merville (-24). G. WATERLOT (1957) a mis ainsi en évidence l'existence d'une série d'ondulations anticlinales et synclinales de direction sud-armoricaine prolongeant les axes de la région lilloise (synclinal d'Estaires-Neuf-Berquin-Morbecque-Wallon-Cappel, anticlinal d'Hazebrouck, synclinal de Méteren, anticlinal de Quesnoy-sur-Deûle). Le tracé continu de ces axes (cf. fig. 111 ; G. WATERLOT, 1969) est cependant trompeur car il masque le quadrillage qui résulte des ondulations transversales. L'"hernie" que constitue le bassin tertiaire de la Plaine de la Lys et du Weppes a une structure de détail caractérisée par un ensemble de dômes et de cuvettes. Leur amplitude, de l'ordre de la vingtaine de mètres, est comparable à celle des accidents du bassin d'Orchies et de la zone sud-orientale (Ostrevent, Cambrésis).

Le style structural de l'ensemble de la région du Nord paraît donc bien homogène : à une trame principale dominée par une direction qui est celle du bâti hercynien se superpose un quadrillage d'accidents dont l'ordre de grandeur est plus petit mais qui constitue le fait structural primordial, comme l'a mis en évidence A. BRIQUET. La généralisation de ce style structural à toute la région du Nord est d'ailleurs en conformité avec les conclusions de l'étude paléogéographique qui a montré que la limite tectonique fondamentale se situait non pas à la bordure de l'Artois mais au N du Brabant où commence le bassin subsident néerlandais.

3 - Le style des accidents

Le style tectonique des accidents de la couverture qui déterminent le quadrillage est également semblable dans l'ensemble de la région car il est sous l'influence directe du socle peu profond. Les ondulations anticlinales et synclinales, réduites à l'état de dômes et cuvettes, sont non seulement généralement dissymétriques (cf. A. BRIQUET, 1922 a), mais affectées de failles ou de fractures, correspondant ainsi à un style de blocs qui est celui du socle. La connaissance détaillée de ce dernier a permis ainsi d'interpréter par des cassures les flexures de la couverture, comme cela apparaît dans les nouvelles éditions de la carte géologique détaillée. Les grandes failles artésiennes de la région comprise entre la Scarpe et la Lys ne font plus figure d'isolées et leur caractère est sans doute moins singulier que ne le pensait A. BRIQUET.

Depuis les études fondamentales de J. GOSSELET (1908, 1911 d), de nombreux travaux ont été consacrés aux failles bordières de l'Artois dans la région houillère dont les résultats ont été rassemblés par P. PIRCHEMEL (1954). Ils ont établi qu'il s'agissait d'une structure d'anticlinaux faillés et que les failles épicrotacées (de Pernes, de Marqueffles, de Ruitz, d'Hersin et de Sains) de regard septentrional correspondaient au jeu en sens inverse de failles du socle. A. BOUROZ (1956) a précisé leur tracé et montré notamment que la faille de Pernes n'était pas le prolongement de la faille de Marqueffles, celle-ci se prolongeant vers le NW à travers ce que GOSSELET a appelé le Pas du Maisnil, son rejet épicrotacé disparaissant, alors qu'il reste important dans le Paléozoïque. S'il n'y a pas de rapport direct entre les deux failles, le rejet épicrotacé de l'une relaie celui de l'autre dans la région de Rebreuve. Ce schéma est très instructif pour comprendre les relations entre les failles du socle et leur prolongement dans la couverture et leur relative indépendance.

A. BOUROZ (1956) a également précisé le dispositif de la faille de Marqueffles au niveau du plan de faille qui a été recoupé

par le puits 10 de Noeux au S de Béthune (fig. 112 B). Contrairement au schéma de J. GOSSELET, la fraction épicrotécée de la faille n'est pas pentée vers le N, mais prolonge en se redressant la fracture primaire. Vers 90 m de profondeur (entre les cotes -40 et -20) existe un véritable petit lambeau de poussée, formé par un paquet de Houillier coincé entre le Dévonien au-dessus et le Crétacé au-dessous, ce qui implique une surrection du compartiment S de la faille avec une composante horizontale non négligeable et montre qu'il ne faut pas attribuer à l'affaissement de la plaine flamande un rôle prépondérant et direct dans le jeu épicrotécé des failles artésiennes. En outre vers la surface, les couches crétacées sont étirées et affectées de deux failles satellites inclinées vers le N. Il en résulte que le tracé en surface des failles de la couverture présente des sinuosités beaucoup plus grandes que celui des fractures paléozoïques. Ces données fournies par A. BOUROS éclairent la structure du Nord, même si l'axe de l'Artois représente un véritable axe tectonique avec une ampleur singulière des phénomènes.

L'anticlinal du Mélantois dont la surélévation structurale mesurée au toit du Paléozoïque entre Carvin et Lesquin (fig. 113 G) est d'une centaine de mètres, est également dissymétrique et faillé. La faille d'Haubourdin qui affecte le flanc S avec un rejet de l'ordre d'une dizaine de mètres au niveau du sommet des marnes turoniennes se résoud en surface en une série de panneaux fracturés où le Landépien se trouve conservé (A. BONTE, 1957 ; P. SANGNIER et al., 1968). Elle correspond à l'un des accidents qui affectent en faisceau le socle de la région lilloise dont les tracés sont d'ailleurs différemment représentés sur les cartes récentes française et belge (C.F.P.(M) et al., 1965 ; R. LEGRAND, 1968).

La faille de Bailleul appartient à la même famille puisqu'elle affecte le flanc S de l'anticlinal dissymétrique de Quesnoy-sur-Deûle et correspond à un accident du socle dont le rejet semble orienté vers le N. L'exemple de cette faille est particulièrement caractéristique car il met en évidence la présence de fractures dans

la couverture yprésienne. La brusque dénivellation qu'enregistre le toit du Landénien entre les deux sondages proches de la Ville (-53) et de l'Asile d'Aliénés (-26), signalée par J. GOSSELET (1898 e) montre que la faille affecte l'argile yprésienne (G. WATERLOT, 1957). On peut d'ailleurs observer des pendages insolites dans cette formation exploitée à la Briqueterie de Bailleul. Ces anomalies pourraient correspondre au passage d'une autre faille du socle, passant à Armentières (R. LE-GRAND, 1968 ; cf. J. GOSSELET, 1906 a). C'est d'ailleurs cette dernière qui est figurée sous le nom de faille de Bailleul sur la carte du toit du Paléozoïque des pétroliers (C.F.P.(M) et al., 1965). Le rejeu des failles paléozoïques serait alors un fait plus général qu'on ne l'a admis jusque là dans le bas-pays. L'exemple fourni par l'accident de Bailleul tend aussi à faire admettre que les ondulations dissymétriques du reste de la Flandre sont également fracturées selon le plan du quadrillage tectonique. Ce serait en particulier le cas au NE de Merville où deux sondages proches, distants d'1,5 km (sond. Hazebrouck 6-1 $x = 623,06$; $y = 328,58$; sond. 105 de la carte géologique Saint-Omer 1/80 000 : $x = 621,75$; $y = 327,8$), indiquent dans des conditions comparables à ceux de Bailleul une dénivellation de 25 m au niveau du toit du Landénien (-26 et -51). Cet accident de regard N affecterait le flanc méridional du synclinal d'Estaires (fig. 111).

Des cas similaires de failles à faible rejet ont surtout été mis en évidence à la bordure de la région crayeuse grâce aux niveaux-repères plus nombreux fournis par la stratigraphie du contact Crétacé-Eocène. Les nouvelles feuilles géologiques de Saint-Omer et de Guines indiquent une série de failles en faisceau ou en relais dont le rejet est souvent de l'ordre de la dizaine de mètres et qui ont été reconnues dans le Landénien. J'ai pu faire cette observation à Blendecques, sur la rive gauche de l'Aa (lieu dit Westhove), à l'occasion d'un chantier de construction (cf. fle géologique Saint-Omer 1/50 000). Ce réseau complexe de fractures permet de faire le relais entre les failles artésiennes et boulonnaises encore que les raccordements et les tracés donnent lieu à diverses hypothèses (cf. B.R.G.M., 1967). La retombée

de l'anticlinal du Haut-Boulonnais s'opère par une série de blocs (fig. 113 B) dont l'individualité est d'autant plus grande que la dénivellation structurale est acquise sur une plus courte distance. Les failles ont des rejets un peu plus marqués (20 à 30 m) et un tracé plus sûr au S d'Ardres où elles sont nettement inscrites au toit du socle (failles de Landrethun et d'Audenbert). Là encore cependant la carte de la surface du Paléozoïque paraît trop simple. La faille d'Ardres qui coïncide avec la bordure de la plaine maritime est relayée par la faille de Zouafques en position un peu plus méridionale selon un dispositif qui rappelle celui de la bordure artésienne orientale. Tout laisse à penser, en particulier les arguments tirés de l'analyse des formes, que le réseau de failles est plus dense. La présence de la faille d'Ardres montre que la flexure qui marque le contact Landénien-Yprésien est fracturée. Sur la feuille de Saint-Omer le même dispositif est supposé avec le Neuffossé. Des sondages proches permettent d'ailleurs de prouver qu'à Isbergues, en bordure de la Plaine de la Lys, les terrains sont encore dénivellés par une faille dont le rejet est de plus de 10 m (feuille Saint-Omer 1/25 000 n° 8 ; $x = 610,28$; $y = 324,375$ (craie à -16 m) ; $x = 610,3$; $y = 324,650$ (craie à -28 m)). Il est logique de penser que cette situation est générale au niveau de chaque flexure comparable.

Sur les feuilles géologiques du Douaisis, du Valenciennais et du Cambrésis, une série de failles (ou flexures) orthogonales ou obliques ont été introduites pour interpréter la complexité structurale révélée au niveau du toit des marnes turoniennes. Les "paléocreux" dont l'explication demeure incertaine sont vraisemblablement liés à ce réseau tectonique. G. WATERLOT (1969) rattache celui de Don sur la Haute Deûle à une zone de fractures, favorisant le développement d'un korst dirigé du NW au SE, parallèle aux plis et aux failles qui fragmentent le socle comme celles de Cysoing (faille du Mélantois), de Seclin et de Carvin. Or ces failles se manifestent également dans la couverture ainsi que d'autres qui leur sont orthogonales (J. DESOIGNIES, 1968), conformément à l'axe secondaire de la surélévation

crétacée qui relie le Mélandois à la Gohelle. L'extension relative-
ment limitée du "paléocreux" de Don et sa dissymétrie, caractères
qu'on retrouve dans les autres dépressions identiques, suggère plu-
tôt une explication par un quadrillage tectonique. Si l'axe synclinal
de Merville-Mavrïn superposé au synclinal hercynien de Merville-Secclin
peut être considéré comme le prolongement du synclinal d'Orchies, c'est
au prix d'une torsion vers le N, au niveau de la Deûle, qui paraît
calquée sur un mouvement identique d'âge hercynien (G. WATERLOT, 1960).
Cet exemple montrerait l'importance des fractures dans les zones de
relais des accidents dominants. Il pourrait s'appliquer aux grandes
failles bordières de l'Artois aussi bien qu'à la marquetterie de dômes
et cuvettes. Dans le Cambrésis, quelques failles de directions variées
ont été signalées en surface (faille de l'Erclin à Avesnes-les-Aubert,
failles de la Selle à Solesmes, faille de Vaucelles) (L. DOLIE, 1922,
1924 ; A. BONTE, P. CELET, C. DELATTRE et M. IERICHE, 1963 ; P. CELET,
1956, 1969 ; P. CELET et J. CHARVET, 1968 ; C. DELATTRE et E. MERIAUX,
1967). J. DESOIGNIES (1965) a marqué un accident au toit des marnes
turonniennes à Bouchain, parallèlement à l'Escaut. Ces failles ou frac-
tures coïncident avec des vallées ou sont parallèles aux talwegs. Ain-
si s'expliquerait que de tels accidents échappent à l'analyse purement
structurale car ils ont guidé le travail de l'érosion. On aboutit ain-
si à la conclusion que la méthode morphologique est particulièrement
nécessaire pour la compréhension de la structure régionale comme
l'avait montré A. BRIQUET (1922 a).

De l'ensemble de ces faits, il se dégage l'image d'un style
tectonique commun à toute la région, le quadrillage structural étant
le caractère fondamental, et ses éléments, qui fragmentent en une série
de blocs ondulés la trame générale à orientation dominante, qui de ce
fait n'est plus le trait majeur, sont accompagnés de failles à faible
rejet ou de zones fracturées qui affectent la couverture crayeuse et
sablo-argileuse. Ainsi définie, cette structure joue un rôle primor-
dial à diverses échelles, dans la morphologie de l'ensemble de la
région.

4 - L'évolution tectonique

La chronologie et le rythme de l'évolution tectonique ne peuvent être reconstitués que d'une façon assez imprécise par suite de la pauvreté stratigraphique de la couverture. L'étude de cette dernière ne permet de suivre une évolution continue qu'entre le Crétacé supérieur et l'Eocène moyen. Au-delà, le "Diestien" est une formation dont la signification est aléatoire pour établir un bilan tectonique précis de la fin du Tertiaire. Force est donc de se référer à des régions voisines et à un schéma général pour tenter de fixer les étapes de l'évolution.

Les études récentes menées dans le Bassin de Paris (cf. Mémoire B.R.G.M., 1971), en particulier dans sa partie septentrionale avec le Pays de Bray, ont établi que la phase tectonique majeure, responsable des plissements, se situait à la fin de l'Eocène, que le reste de la période tertiaire, en particulier le Néogène, était caractérisé davantage par des mouvements épirogéniques, et qu'enfin l'évolution tectonique avait été continue jusqu'au Quaternaire, chaque phase reconnue dans le domaine alpin trouvant aussi bien son écho dans les bassins de l'Europe moyenne que dans le Bassin de Paris (C. POMEROL, 1971).

Le problème tectonique régional qui reste posé concerne l'ampleur exacte à attribuer aux déformations de chaque phase et leur style précis, éventuellement différent. C'est aussi la signification de l'axe artésien, insolite et singulier selon A. BRIQUET (1922 a) qui y voyait la manifestation d'une poussée plus violente s'exerçant au Miocène selon un plan nouveau, véritable axe tectonique correspondant à un mouvement surrectionnel maximum à la bordure septentrionale selon A. BOUROZ (1956), et ses relations avec le canevas structural régional, qui sont en cause. G. DUBOIS (1922, note à la communication de A. BRIQUET) considérait que la direction fortement oblique correspondant aux grandes failles de l'Artois était plus récente que la

direction E-W. Les nouvelles données sur la structure du bas pays tendent à atténuer la singularité de l'Artois. G. WATERLOT (1969) place au Lutétien moyen l'ondulation anticlinale du Mélandois, en même temps que le plissement de l'Artois.

Les failles occupent une place essentielle dans le style tectonique comme l'a montré A. BOURQZ pour celles de l'Artois qui ne résultent pas principalement de l'affaissement de la plaine flamande au Tertiaire, mais correspondent à un mouvement de surrection ayant profité des cassures du socle paléozoïque. Les failles artésiennes révèlent une histoire plus complexe. Comme l'avait établi J. GOSCELET (1908), le rejet actuel dans le Secondaire est le résultat du rejeu épicrotácé, les failles présentant un regard inverse dans le Paléozoïque, correspondant à une phase antérieure (Jurassique-Crétacé inférieur). Ces deux phases (artésienne et boulonnaise) ont été bien mises en évidence dans le Boulonnais (cf. P. PRUVOST, 1921, 1925 ; A. BRIQUET, 1922 a ; P. PINCHEMEL, 1954) dont les failles appartiennent au même système artésien. Les rejets dans le Paléozoïque sont évalués à plusieurs centaines de mètres (cf. M. STIEVENARD, 1949), bien supérieurs à ceux qui affectent le Crétacé et l'Eocène (un peu plus de 100 m pour les failles de Marqueffles et de Pernes). Lors de la phase tertiaire, les failles ont inégalement rejoué : certaines ne se manifestent pas dans le Crétacé, les autres ont un rejet épicrotácé limité à une partie de leur tracé dans le Paléozoïque.

Le schéma artésien fournit un modèle pour comprendre l'évolution tectonique du reste de la région. Au N de l'axe artésien, c'est à dire dans le bas-pays, les failles du socle ont en général un rejet beaucoup plus faible, correspondant à une structure en damier. Les rejets observés dans la couverture postpaléozoïque, pour celles dont le rejet a été prouvé (failles de Bailleul, d'Haubourdin) sont encore plus réduits. A l'image de ce que montre l'Artois, mais à une autre échelle, on doit penser que cette structure résulte d'une série de pulsations, ayant eu lieu éventuellement dans des sens différents.

Cette conclusion est en accord avec les données de l'évolution paléogéographique de l'ensemble s'étendant du Brabant à l'Artois qui montre un jeu d'oscillations alternées au cours du Crétacé et de l'Eocène et la continuité de l'activité tectonique. Cette instabilité tectonique avec des mouvements de faible amplitude semble donc caractériser au Cénozoïque un domaine intermédiaire, qui correspond au massif du Brabant et à sa marge méridionale, sorte de vaste zone charnière entre le soulèvement artésien et la subsidence néerlandaise.

Plus qu'ailleurs, l'absence de niveaux-repères en dehors du Crétacé supérieur et de l'Eocène, limite les possibilités de reconstituer un calendrier tectonique. Comme dans le Bassin de Paris (cf. C. KLEIN, 1970 ; La Tectonique du Bassin de Paris, 1971), l'évidence du mobilisme oblige d'ailleurs à réduire l'importance de phases strictement limitées dans le temps géologique (+). Il est possible, ce que tendrait à prouver le complexe "diestien", que la fin du Miocène marque une crise sans équivalent dans le Tertiaire de l'Europe occidentale (C. KLEIN, 1970), dont l'origine doit être en grande partie tectonique. Il reste cependant difficile d'établir avec précision l'importance des mouvements imputables à cette phase de l'évolution tectonique et de lui attribuer, selon A. BRIQUET, le rejeu principal des failles artésiennes. Le basculement d'ensemble qui a accompagné le soulèvement de l'Artois et de son avant-pays et que l'on mesure globalement par la dénivellation actuelle de la formation "diestienne" marine (de l'ordre de 150 m entre le Mont Cassel et le Nord de la Belgique) (cf. fig. 34), représente en fait le bilan cumulatif d'une histoire tectonique globale couvrant le Néogène et le Quaternaire. Même si l'épandage "diestien" et l'érosion localisée qu'il implique indiquent un soulèvement plus marqué dans le NW de l'Artois et dans le Hainaut, l'importance de la déformation néogène doit sans doute être réduite.

(+) Une récente étude tectonique des Pays-Bas (P. HEYBROEK, 1974), contrairement aux précédentes, a été établie sans référence à la théorie de STILLE des phases orogéniques et montre que les mouvements épirogéniques ont été continus dans le cadre de trois systèmes de subsidence-soulèvement depuis le Permien (Perno-Trias, Jurassique-Crétacé et Cénozoïque). Cette explication qui met en évidence la réactivation du réseau structural du Jurassique-Crétacé inférieur à partir du Crétacé supérieur mais dans un sens opposé (inversion) s'applique aux données de la région du Nord.

L'histoire tectonique des failles bordières de l'Artois n'est pas pour autant précisée. Cependant le style des accidents montre que les failles, accidents posthumes du substratum paléozoïque, sont directement liées aux déformations anticlinales de cette structure et il est probable que les failles de Marqueffles et de Ruitz avaient déjà joué avant le Landénien dans le même sens. On peut donc penser que la structure anticlinale faillée actuelle résulte de rejeux successifs au Cénozoïque dont deux sont plus nettement caractérisés par la paléogéographie, l'un à l'Eocène moyen-supérieur, l'autre au Mio-Pliocène. A cette complexité s'ajoute celle que l'on doit supposer résulter de l'évolution propre à chaque accident, comme l'indiquent les différences de l'histoire précrétacée et épicrotécée des grandes failles artésiennes.

A ces questions qui sont du ressort d'autres spécialistes, l'analyse géomorphologique fournit des éléments de réponse en se heurtant à l'évidence d'une influence structurale systématique, en partie d'origine néotectonique. L'existence d'une néotectonique -tectonique quaternaire- a été depuis longtemps avancée pour expliquer certains traits du relief de la région franco-belge (J. CORNET, 1903, 1925 ; C. STEVENS, 1938-1960 ; P. MACAR, 1971). La conception d'un mobilisme permanent a été particulièrement systématisée dans les nombreux travaux de C. STEVENS dont certaines des conclusions ont cependant été considérées comme exagérées, en particulier par P. MACAR (1971) qui, en dehors d'un important mouvement différentiel ayant soulevé au Quaternaire l'ensemble de l'Ardenne et de sa frange S par rapport à la région N qui s'enfonce, retient des mouvements locaux probables ou certains dans le bassin de l'Escaut, surtout dans la vallée de la Haine, près d'Antoing dans la vallée de l'Escaut, dans la Plaine de la Lys.

La dépression de la Haine, zone de subsidence continue (P. MARLIÈRE, 1970) fournit la démonstration la plus évidente de la néotectonique. Des précisions du même ordre ont été apportées pour le

prolongement français de cette même dépression par G. WATERLOT (1948) qui considère cependant que le tassement produit par la dissolution de la craie peut ajouter son effet à celui de la tectonique actuelle qui se manifesterait, hors des zones influencées par les travaux miniers, par un affaissement annuel récent de 3 à 6 mm selon les lieux, soit un rythme moyen supérieur à celui enregistré aux Pays-Bas.

Parallèlement, les anomalies d'épaisseur enregistrées dans les alluvions de la vallée de l'Escaut à Antoing ont fait considérer comme probable un soulèvement de l'anticlinal du Mélançois, depuis l'époque du creusement maximum du talweg (J. CORNET, 1925 ; C. STEVENS, 1938 ; G. WATERLOT, 1948 ; P. MACAR, 1971 ; M. GULINCK et R. LEGRAND, 1969). La même conclusion a été tirée de critères analogues pour la traversée de la vallée de la eûle par l'anticlinal du Mélançois au S de Lille (A. BONTE, 1957 b ; G. WATERLOT, 1960). Enfin R. PAEPE (1964, 1965) a démontré l'origine tectonique de la Plaine de la Lys. Il est remarquable de constater que ces faits, sur lesquels il faudra revenir, se concentrent dans la région du bas-pays.

Si les effets d'une néotectonique, considérés comme probables dans le Boulonnais (A. BONTE, 1969), n'ont pas été clairement démontrés dans le haut-pays, il faut rappeler que le Pays de Bray, très comparable à l'axe artésien, a connu des mouvements récents, attestés en particulier à sa terminaison orientale (A. BLONDEAU, C. CAVELIER et C. POMEROL, 1965). Les auteurs concluent à une phase de soulèvement encore actuelle dont témoigneraient en particulier les faibles secousses sismiques qui affectent ce secteur.

De même, en Belgique, existent trois zones d'épicentre (province de Liège, anticlinorium du Brabant, sillon houiller du Hainaut). La dernière zone qui englobe le bassin de Mons, se prolonge dans le Nord de la France, en particulier avec la région de Douai ; s'y ajoute une ligne axée sur l'Escaut (Cambrésis) qui correspond au changement de direction des plis hercyniens. Il existe une concordance

ce entre les données sismologiques, gravimétriques et géodésiques. Les séismes semblent en rapport avec le jeu d'axes tectoniques ou de failles et sont surtout situés dans une zone médiane, orientée E-W, cette zone sismique correspondant à une zone isostatique intermédiaire qui représenterait une zone de faiblesse relative de l'écorce entre deux blocs réagissant différemment au point de vue isostatique (cf. H. DOUXAMI, 1906 ; P. LEMOINE, 1911 ; C. CHARLIER et L. JONES, 1951 ; C. CHARLIER, 1951 ; L. JONES, 1948 ; J. DE MAGNEE, 1948 ; C.F.P. et al., 1965 ; R. MARLIERE, 1970 ; P. MACAR, 1971).

On retrouve ainsi la trame posthume du bâti hercynien et calédonien qui est le fait fondamental de la structure régionale dont l'originalité, dans l'ensemble sédimentaire du NW de l'Europe, à la limite de la Mésio- et de la Paléo-Europe, est de s'apparenter, par suite de la faible couverture postpaléozoïque, à un massif ancien avec les caractères de mobilisme tectonique que cela implique (cf. J. BEAUJEU-GARNIER, 1952, 1972).

CHAPITRE 2

INFLUENCE DE LA STRUCTURE SUR LE RELIEF DU HAUT PAYS ET DE SA BORDURE

Il est un peu arbitraire de dissocier haut et bas pays quant à l'influence structurale qui se manifeste dans le relief car elle n'est pas d'une nature différente. Cependant l'ordre de grandeur des phénomènes change, et surtout la relation entre le plan d'ensemble du relief et le tracé des talwegs, sous l'influence directe de la structure, est étroite dans la région haute alors qu'elle est beaucoup plus complexe dans la région basse, ce qui est la source du contraste entre ces deux ensembles.

Le changement s'opère avec la bordure du haut pays où la craie disparaît plus ou moins progressivement sous les sables éocènes. Du point de vue de la morphologie structurale, cette zone de transition appartient encore à la région haute dont elle constitue des provinces annexes. La limite entre les deux domaines est alors grossièrement marquée par la ligne dépressionnaire complexe occupée par la grande voie canalisée.

Dans le haut pays, les relations étroites existant entre la topographie, l'hydrographie et la structure ont été particulièrement démontrées par A. BRIQUET (1922 a) qui concluait à une correspondance parfaite, et par Ph. PINCHEMEL (1954) qui, tout en critiquant certains points de la méthode appliquée par l'auteur précédent et s'en séparant sur la conception de la nature de la surface de la craie, aboutissait à des conclusions du même ordre. Il n'est donc pas nécessaire de revenir sur le détail des faits établis dont beaucoup ont été confirmés par l'établissement des cartes structurales récentes, tant du toit du Paléozoïque que de celui des marnes turoniennes (G.F.P.(M), COPESEP, R.A.P. et S.N.P.A., 1965 ; P. CELET, 1956 ; D. D'ARCY et J.C. ROUX, 1971 ; cartes géologiques détaillées au 1/50 000). Ces nouvelles données accentuent encore l'évidence d'une étroite adaptation à la structure de tous les éléments du relief, envisagés aux différentes échelles.

1 - Adaptation d'ensemble du relief à la structure

Cela est manifeste dans la répartition générale des grandes masses topographiques, l'énergie du relief et dans le tracé des principaux axes hydrographiques.

Si nous négligeons les boutonnières, de petite importance en dehors des Boulonnais, les points culminants de la région correspondent aux zones les plus soulevées (fig. 108) où le socle paléozoïque se tient au-dessus de la cote +50 (Haut Boulonnais, plateau de Fruges, plateau de Laires, Verdrel, forêt de Mormal). Il en est de même dans le Bas Artois et dans le Cambrésis où les secteurs les plus élevés, régulièrement compris entre 140 et 150 m d'altitude, se superposent aux dômes révélés par le toit du Turonien moyen. C'est la zone du seuil topographique du Cambrésis qui est seuil structural comme l'avait montré Ph. PINCHEMEL à la suite de R. DION, et qui apparaît bien sur la carte du toit du Paléozoïque dont le sommet s'infléchit et s'émiette, contrastant avec le plateau laniéré du Haut-Artois, en relation directe avec le style de l'"anticlinal de la ligne de partage"

qui se subdivise en une série de dômes. C. STEVENS (1939 c, 1952, 1960) a désigné sous le terme de "dépression de l'Escaut" cette vaste zone topographique drainée par l'Escaut, adaptée à la structure générale. A l'autre extrémité de la région, la lèvre N du Boulonnais s'abaisse jusqu'à une altitude semblable (110-120 m), à Landrethun, en liaison avec une dépression structurale de la couverture crétacée dans le compartiment septentrional de la faille.

A une échelle plus détaillée, le tracé des talwegs est sous l'influence directe de la structure. Dans le Haut Artois où les déformations ont une relative continuité linéaire comme en Picardie occidentale, le réseau de vallées a un plan assez simple et les tracés sont soit synclinaux, soit conformes au pendage des flancs des grands anticlinaux. Le rôle du synclinal de la Ternoise-Scarpe a été mis en évidence par Ph. JINCKHEMEL (1954). La ligne de partage entre les deux réseaux se situe au point où se produit une surélévation de l'axe synclinal, le toit du Turonien moyen se trouvant porté à -85 m alors qu'il plonge à l'E et à l'W. La Haute Ternoise et la Canche suivent deux synclinaux étroits, alors que le bassin supérieur de la Scarpe se ramifie orientée par une dépression structurale plus ample. Le bassin supérieur de l'Aa s'évase également dans le vaste synclinal de Bourthes qui s'étend au N de la faille d'Hucqueliers-Fruges qui dénivelle fortement le socle (+ 80 m au S, 0 m au N), structure déjà mise en évidence par A. BRIQUET (1922 a).

A l'E du méridien d'Arras, le dispositif déjà suggéré au niveau de la Ternoise, se généralise, marqué par l'émiettement des anticlinaux qui se résolvent en dômes et par la dissymétrie de l'axe de la ligne de partage dont le flanc S est plus raide que le flanc N, ce qui s'accompagne d'ondulations synclinales transversales plus amples vers le N et plus étroites vers le S. Ces dernières commandent étroitement le tracé des vallées affluentes de l'Authie et de la Somme avec les sillons de la Grouche, de la Haute-Authie, de l'Ancre, de la rivière de Méaulte, de la Tortille, mis en évidence au toit des dièves turoniennes

en Picardie (D. D'ARCY et J.C. ROUX, 1971). Sur le flanc N, dans le Cambrésis, les tronçons successifs des vallées se moulent sur un réseau structural plus complexe où des failles obliques interfèrent avec la trame de dômes et de cuvettes. Pour s'en tenir aux faits d'ensemble, l'Escaut de Cambrai suit l'axe du seuil structural (cf. P. CELET, 1956) et en même temps que Scarpe, Cojeul, haute Sensée et Agache convergent vers le bassin d'Arleux, la Sensée et l'Escaut de Denain épousent une inflexion synclinale transversale.

Même les grandes rivières artésiennes, qui traversent l'axe anticlinal et qui de ce fait paraissent inadaptées à la structure, sont en fait en relation directe avec des accidents transverses (cf. infra). Aa et Lys traversent la zone anticlinale au point où cessent les grands escarpements bordiers, le réseau de failles marquant alors une nette torsion vers l'W en même temps que les rejets s'atténuent. La Scarpe synclinale d'Arras sort de l'Artois avec la disparition de sa grande faille bordière.

Cette adaptation d'ensemble entre le relief et l'hydrographie d'une part, et la structure crétacée d'autre part, permet de diviser le haut pays et sa bordure en trois domaines où les caractères de la morphologie structurale se nuancent en fonction des conditions tectoniques, tout en appelant le même type d'explication, ce que révèle une analyse régionale plus détaillée.

2 - Les formes liées aux failles bordières de l'Artois .

De la Scarpe à la Lys, le Haut-Artois et sa bordure forment un ensemble géomorphologique bien individualisé dont l'unité est déterminée par un même style de formes qui est en relation étroite avec la structure faillée. Ces types de formes ont été décrits par A. BRIQUET (1922 a) et par Ph. PINCHENEL (1954) : plateau laniéré turonien, escarpements de faille dénivellant en gradin la surface prétertiaire de la craie, dépressions anticlinales élémentaires limitées par des escarpements doubles liés aux failles. Il n'est donc pas nécessaire de

revenir sur l'étude détaillée de ces formes. Il est par contre utile de reconsidérer la définition génétique des escarpements dans leur relation avec la structure à la lumière des nouvelles données tectoniques, le problème essentiel étant de mesurer le caractère originel de ces formes.

Les travaux miniers (cf. A. BCUROZ, 1969), les recherches des sociétés pétrolières (C.F.P.(M.) et al, 1965) et les levés des nouvelles cartes géologiques détaillées (feuilles d'Arras, de Béthune, Lillers et Saint-Omer) ont précisé le tracé exact des accidents épicrétacés : failles de Sains, d'Hersin, de Ruitz, de Marqueffles et de Pernes. Les deux dernières qui se relaient au niveau de la dépression d'Houdain sont les accidents majeurs par leur rejet qui dépasse 100 m. La faille de Ruitz a un rejet inférieur à 100 m (max. de l'ordre de 70 m), mais elle constitue un accident rectiligne continu du Verdrel à la Lys. Il existe ainsi quatre secteurs selon les rejeux de ces failles paléozoïques (fig. 114) :

- de Farbus à Bouvigny-Boyeffles, la faille de Marqueffles est unique ;
- entre Bouvigny et Pernes, dans la zone de relai entre les failles majeures, existe un système d'accidents parallèles et obliques ;
- de Pernes à Febvin-Palfart, les failles de Ruitz et de Pernes sont parallèles, séparées par une distance d'environ 6 km qui est la largeur moyenne du faisceau ;
- à l'W de Febvin-Palfart, commence de nouveau une zone de relai entre les failles qui, comme le précédent, correspond à un changement général de direction et crée un système où semblent dominer trois accidents parallèles, l'intermédiaire n'étant alors que le prolongement de la faille de Marqueffles qui de nouveau manifeste un rejeu épicrétacé, attesté au toit du Primaire (cf. C.F.P.(M.), 1965).

Pour ce dernier secteur, en l'absence de données profondes suffisamment nombreuses, c'est la morphologie qui confirme cette interprétation par suite de la présence de trois talus rectilignes. Ph. PINCHEMEL (1954) s'appuyait ainsi sur la présence de l'escarpement de faille entre la Lys et la Laquette, de Delettes à Enquin, qui domine

le plateau d'Enguinegatte de 40 m, pour placer une faille E-W qui, relayant la faille de Pernes, la réunit à la faille de Ruitz. Or cet accident, qui est en fait ESE-WNW et dont on peut observer l'influence directe à partir de la vallée de Ligny-les-Aire, parallèle à celle de Fléchin liée à la faille de Pernes, ne rejoint pas la faille de Ruitz, mais semble bien correspondre au prolongement de la faille de Marqueffles. Cette zone de relais entre les différentes failles serait comparable à celle d'Houdain où l'hypothèse d'un accident E-W entre le Verdrel et Beugin, assurant la continuité entre les failles de Marqueffles et de Pernes (cf. J. GOSSELET, 1908 ; A. BRIQUET, 1922 a ; P. PINCHEMEL, 1954) n'a pas été confirmée par les travaux miniers (A. BCUROZ, 1956). Il faut admettre cependant que ces secteurs de relais entre les failles qui forment les limites entre des panneaux successifs de la structure anticlinale, selon un schéma mis en évidence dans le Pays de Bray (cf. C. POMEROL, 1971), sont des zones d'accidents transversaux, ce que traduirait la complexité de l'hypsométrie de la surface du socle. Une autre preuve est fournie par les anomalies d'altitude de la surface de la craie sous le Landénien qui ne peuvent s'expliquer que par des petites failles parallèles au tracé des vallées de la Lawe et de la Clarence, au SW de Béthune (fig. 115). C'est un exemple de la trame tectonique quadrillée qui caractérise la structure régionale.

De même, le cours NE-SW de la haute vallée de la Lys à Lisbourg, qui à Verchin change brusquement de direction, est en relation avec une faille de même orientation qui dénivelé le compartiment NW et qui explique les anomalies hydrogéologiques observées dans le débit des sources (B.R.G.M.). Or cet accident se situe au niveau de la zone de Fléchin où s'opère un relai entre les failles artésiennes.

Comme l'avait démontré BRIQUET, ce style structural commande étroitement la morphologie jusque dans le détail, qu'il s'agisse des escarpements ou du tracé des talwegs. Les escarpements tournés vers le N ont en effet un commandement qui varie de la même façon que le rejet.

Quand une faille primaire, comme celle de Marqueffles au niveau de la Clarence, cesse d'affecter les terrains de la couverture crétacée et tertiaire, alors qu'elle se poursuit dans le Paléozoïque (cf. M. STIEVENARD, 1949 ; A. BOUROZ, 1956), le talus disparaît. Inversement, il réapparaît à l'W de la Nave en liaison avec le rejeu épicrotácé du prolongement de la même faille. Cette relation systématique entre failles cénozoïques et escarpements ne souffre aucune exception. Elle est beaucoup plus importante que la comparaison que l'on peut tenter d'établir entre les valeurs absolues des rejets et des commandements. En effet la mesure des rejets est un calcul assez théorique par suite des conditions de la structure plissée. Si l'on considère leurs valeurs à partir du toit du Paléozoïque, celles-ci varient d'ailleurs rapidement dans la mesure où les failles recoupent à l'emporte-pièce la surface ondulée du socle. On constate que les commandements des talus sont toujours inférieurs d'au moins $1/3$ (maximum : 60-70 m pour celui de la faille de Pernes ou de Marqueffles, 40 m pour celui de la faille de Ruitz). Par contre la valeur de la dénivellation topographique est beaucoup plus proche de l'estimation qui peut être faite en comparant les altitudes de la base du Landénien dans les compartiments. Cela est particulièrement net pour l'escarpement de la faille de Ruitz qui est plus simple et plus rectiligne, le pied de versant coïncidant avec la ligne de faille, et qui offre des vestiges landéniens nombreux proches (ex : Floringhem ; cf. 2e partie). Il est donc possible d'envisager un rejeu épicrotácé antérieur au Landénien dont la transgression généralisée s'est effectuée sur une surface aplanie. Le relief général des escarpements actuels est par contre en concordance directe avec le bilan du rejeu postérieur au Landénien.

Le dessin des talwegs manifeste également une étroite adaptation à la structure. A l'échelle régionale, la Lys et la Scarpe sont les seules rivières dont l'amont pénètre profondément dans la zone anticlinale, aux deux extrémités du faisceau de failles artésiennes à rejet important, ce qui justifie les limites de cette vaste unité morpho-structurale. A l'intérieur de celle-ci, les quelques rivières artésiennes qui traversent l'axe anticlinal majeur (Souchez, Lawe, Clarence,

Laquette) et qui de ce fait paraissent inadaptées à la structure, encore qu'il ne s'agisse que d'une simple morsure, se localisent en fait aux zones de contact entre les panneaux de la structure longitudinale, marqués par les relais de failles et les changements de la direction générale des accidents. L'interprétation des nombreux sondages de la région de Béthune suggère pour la Lawe et la Clarence un dispositif de blocs basculés limités par des failles à faible rejet (de l'ordre de la dizaine de mètres) (fig. 115). Il semble même que les déformations changent de sens de part et d'autre de la faille de Sains. Cet exemple renseigne sur le style des accidents transverses, zones de fracturations qui sont révélées surtout par la morphologie en l'absence d'un réseau de données géologiques suffisamment dense.

P. PINCHEMEL (1954) a fait appel à la notion d'accidents structuraux directeurs pour rendre compte des coteaux et des vallées orientées. Il explique ainsi le dispositif fréquent des talwegs d'Heuchin (bassin de la Ternoise) et de la Nave, de même que le tronçon de la Lys supérieure à Lisbourg (où l'accident est prouvé) et le Surgeon sont des exemples du même phénomène. Ce réseau d'accidents transverses est d'ailleurs inscrit dans la structure paléozoïque et doit expliquer certains gradients gravimétriques (cf. C.F.P.(M.) et al, 1965). Une explication du même ordre peut être appliquée à la Souchez (Haute Deûle) dont le tracé en Gohelle coïncide avec une inflexion synclinale de la surface du Primaire qui se répercute dans la structure complexe du Crétacé où a été mis en évidence un faisceau de failles SW-NE (cf. file Carvin).

Il existe des différences de modelé et de tracé entre les escarpements de faille qui dénivellent la surface crayeuse en gradins et celui qui accompagne les failles majeures de l'axe artésien (failles de Marqueffles et de Pernes), ce qui amenait A. BRIQUET à y voir des formes de relief d'origine différente.

Le premier type est représenté surtout par l'escarpement de la faille de Ruitz qui est remarquable par son tracé rectiligne, no-

tamment entre la Clarence et la Nave et son versant tombant sur la ligne de faille. Le talus parallèle du Mont d'Erny, entre la Laquette et la Lys présente les mêmes caractéristiques avec un commandement du même ordre (40 m environ).

L'escarpement de la faille de Pernes, et à un moindre degré celui de la faille de Marqueffles, représentent un autre type. Surtout dans le cas du premier, le tracé du talus est festonné. Il est beaucoup plus décalé par rapport à la ligne de faille, laquelle ne se situe pas toujours au bas du versant, mais sur celui qui lui fait face. En effet le compartiment de la crête de l'Artois est échancré par une série de dépressions anticlinales élémentaires (P. PINCHEMEL) ou fosses d'inversion de relief (A. BRIQUET) dont le développement plus ou moins ample est lié à un éventail de talwegs formant l'amont des grandes vallées artésiennes. Ces dépressions appartiennent à la famille des boutonnières dont elles constituent des ébauches, et, comme l'ont montré les études antérieures, leurs formes sont du même type : versants dont le modelé est commandé par l'érosion différentielle dans la série lithologique turono-cénomaniennne, amorce d'exhumation de la surface du socle formée par les roches dévoniennes plus résistantes. C'est le cas pour les dépressions de Fléchin-Febvin-Palfart, Bailleul-les-Pernes, Pernes, La Comté, Houdain, Marqueffles. A Nédonchel et à Souchez, l'élévation structurale du socle est insuffisante (altitude inférieure à 80-100 m) pour que l'érosion linéaire l'ait atteint et le modelé s'inscrit dans le Crétacé. Il existe ainsi toute une série de dépressions plus ou moins développées qui semblent représenter divers stades d'évolution.

En fait, ces formes sont étroitement conditionnées par les données structurales de l'anticlinal faillé (cf. A. BRIQUET et P. PINCHEMEL) qui explique leur inégal développement et leur variété. On peut ajouter que la plus vaste (La Comté, Houdain) se situe justement au niveau de la zone de relais entre les failles de Marqueffles et de Pernes. Entre la Clarence et la Lys, les dépressions sont plus réduites. Avec

la boutonnière de Matringhem (Lys) commence une nouvelle série qui mène au Boulonnais dans un ensemble structural différent. A la suite de A. BRIQUET, P. PINCHEMEL a montré que lorsque l'anticlinal est à la fois très accentué et très étroit, existe une dépression linéaire limitée par deux talus qui se font face et que cet ensemble pouvait se définir comme un escarpement double de faille (Bailleul-les-Pernes, Nédonchel, Marqueffles, Bouvigny-Boyeffles). Cette définition, qui peut être appliquée aux autres dépressions, appelle une analyse supplémentaire sur la nature génétique de cet escarpement double qui ouvre sur le problème d'ensemble de l'évolution du relief artésien.

Les études antérieures (A. BRIQUET, P. PINCHEMEL) considèrent la morphologie artésienne comme dérivée, l'adaptation étroite à la structure résultant du dégagement de la couverture tertiaire fossilisant la craie. Elles se séparent sur la conception de la surface initiale qui a présidé à l'installation du réseau hydrographique et sur celle de l'évolution tectonique. Pour A. BRIQUET, la phase tectonique principale se place à la fin du Miocène, au moment où s'installe le réseau hydrographique sur la surface de régression de la mer miocène. Mais il admet une accentuation plus tardive pour certaines onduations tectoniques dont l'axe de l'Artois, ce qui l'amène à expliquer les cas de désaccord avec la structure par une antécédence restreinte, relative aux dernières déformations. La thèse de P. PINCHEMEL est, selon son auteur, inverse de la précédente. Elle explique la genèse du réseau hydrographique par la surimposition avec déformation partielle, le réseau s'étant installé sur une couverture fossilisante (plaine de remblaiement pliocène) déformée. Mais cette dernière phase tectonique -"la dernière de toute"- dont le rôle morphologique fut ainsi capital, ne s'est pas traduite par un rejeu de tous les accidents structuraux qui avaient fonctionné au Pontien, mais par des bombements à grand rayon de courbure qui se manifestent dans les grands axes de ligne de partage.

La divergence essentielle des deux interprétations réside donc dans les hypothèses tectoniques. Or il faut reconnaître que les

vues de A. BRIQUET sont plus conformes aux conceptions actuelles d'une tectonique continue, avec rejeux tardifs d'accidents. On doit donc se demander si les escarpements de faille artésiens ne sont pas en partie originels.

Le problème doit d'abord être posé pour les escarpements des failles de Marquefflès et de Pernes. Les différences dans le modelé de leur tracé, celui de Pernes étant festonné et situé en retrait de la ligne de faille, s'expliquent par les conditions de la structure anticlinale et n'amènent pas à les distinguer fondamentalement quant à leur genèse. La conception d'un escarpement totalement dégagé par l'érosion différentielle implique l'existence d'une couverture éocène suffisamment épaisse en particulier sur le compartiment septentrional. C'est surtout l'Yprésien qui est en cause puisque le Landénien, d'ailleurs aminci, est totalement conservé dans les deux compartiments de la faille de Marquefflès (Bois d'Olhain, Coupigny). Or les données paléogéographiques mettent en évidence la tendance précoce à l'émersion de l'Artois dès l'Yprésien, et s'accordent mal avec l'hypothèse nécessaire d'une épaisseur d'au moins 60 m de cet étage (cf. 2e partie). Il faut donc admettre que l'escarpement est en partie originel.

Le style tectonique permet de préciser la genèse de la forme. La connaissance détaillée de l'accident au niveau du Verdrel fournit pour cela un modèle (fig. 112). L'anticlinal dissymétrique très marqué, comme le montre la présence d'un lambeau de Sénonien redressé et conservé au S contre la faille, est accompagné d'un laminage et d'un amincissement des couches cénomano-turoniennes avec des failles satellites faiblement inclinées. Ce style chevauchant, qui avait été pressenti par A. BRIQUET, amène à réduire considérablement le travail de l'érosion impliqué par les dépressions anticlinales et à nuancer l'importance de l'inversion de relief. La formation des petites boutonnières élémentaires ne résulte pas simplement de l'érosion différentielle par affouillement des "marnes crayeuses", ce qui d'ailleurs n'est pas justifié par les seuls contrastes lithologiques, mais s'est trouvé orientée et facilitée par les conditions tectoniques. Inversement, comme

cela semble une loi pour de tels accidents (cf. J. TRICART, 1968), l'érosion permet elle-même l'accentuation tectonique, en l'occurrence l'érosion imputable à la phase prélandénienne qui se localise étroitement au niveau de l'anticlinal et ne justifie pas l'existence d'une véritable surface d'érosion généralisée (cf. 2e partie).

Une telle explication semble devoir s'appliquer à l'ensemble des dépressions anticlinales artésiennes dont les irrégularités de la topographie du socle exhumé (observation qui pouvait être faite récemment encore à Barafle dans la dépression d'Houdain grâce à des travaux routiers) s'explique plus aisément par des dislocations tectoniques que par le maintien d'un relief posthercynien différencié jusqu'aux premières transgressions cénomaniennes.

L'escarpement majeur de l'Artois peut donc être considéré comme composite, sa partie supérieure étant originelle. Mais la morphogenèse du dégagement a aussi été entretenue par l'instabilité tectonique accompagnant la surrection générale de l'Artois qui a joué encore tardivement comme le prouve l'importance du creusement jusqu'à l'amont des talwegs. A Houdain, les formations quaternaires de la vallée de la Brette, affluent de la Lawe, ont encore 12 m d'épaisseur (base : alt. 40) dont la moitié est constituée par des dépôts sablo-caillouteux fluviatiles sous la couverture des limons weichséliens.

Le problème se pose en des termes légèrement différents pour l'escarpement de la faille de Ruitz, mais les conclusions sont proches. Il est possible en effet de concevoir que le plan de faille de l'accident, au demeurant tectoniquement plus simple mais indiquant également une poussée surrectionnelle (fig. 112), soit resté tardivement masqué par les formations éocènes. A la série landénienne s'ajoute ici l'argile yprésienne dont la base est conservée au Bois des Dames dans le compartiment septentrional. En ce point qui correspond à l'interfluve entre la Lawe et la Clarence, l'escarpement disparaît et même la butte (alt. 95 m) domine légèrement le compartiment méridional d'une dizaine de mètres, à la faveur d'un col entre les deux

talwegs, créant une sorte de petite inversion de relief locale qui est due, selon un schéma classique dans le Nord, au rôle de couche résistante joué par le cailloutis pléistocène qui surmonte l'Eocène. Ce dispositif semblerait prouver que l'escarpement qui apparaît nettement au NW (région de Lillers) est totalement dégagé. Cependant les données ne sont pas aussi simples. En effet le rejet augmente rapidement au NW de la vallée de la Clarence : en quelques kilomètres il passe de 50 à 100 m au niveau du toit du Paléozoïque. De plus, alors qu'au Bois des Dames les valeurs du rejet mesurables aux toits du socle et de la craie sont identiques, au-delà de la Clarence elles sont différentes. Le rejet du socle étant d'une centaine de mètres, celui de la surface infralandénienne n'est plus que d'une soixantaine et l'escarpement n'a qu'un commandement d'une quarantaine de mètres. Cela indique une histoire tectonique différente pour les deux secteurs de la même faille. Or cela correspond à la zone de relais entre les failles et à des accidents transverses qui ont guidé l'emplacement des deux rivières. Il est donc possible d'envisager qu'un rejeu plus tardif ait affecté la faille de Ruitz au NW de la Clarence, et qu'en conséquence le talus bien marqué de la région de Lillers soit un escarpement composite, rajeuni à sa base. Ainsi s'expliquerait la rigidité de la forme dont le pied coïncide avec la ligne de faille, de même que le tracé des petites rivières qui franchissent le talus d'une façon orthogonale alors que leurs vallées sont sinueuses ou obliques dans chaque compartiment, enfin que le drainage du compartiment N comme celui de la Gohelle qui est son prolongement latéral au N de la faille de Marqueffles, soit caractérisé par un système élémentaire de petits talwegs parallèles dont le tracé récent paraît manifeste.

La preuve d'une tectonique tardive est encore fournie par les caractères du profil des talwegs qui présentent tous en surface un palier ou ^{une} augmentation de pente, les valeurs passant alors en général de 2 à plus de 3 %, dans la partie de leur tracé située de part et d'autre de la faille de Ruitz (cf. fig. 10). Cette inflexion se confirme si l'on considère la base des alluvions, comme le montre

l'exemple de la Clarence (fig. 116) où le phénomène est justement plus marqué que dans la vallée de la Lawe. De plus on peut noter la quasi coïncidence entre le début de la sédimentation tourbeuse holocène et le gradin de la faille de Sains.

Les escarpements de faille artésiens apparaissent donc comme appartenant au type composite, selon des modalités variables liées à une histoire tectonique continue. Les étapes de l'évolution, en particulier du dégagement sous contrôle tectonique, peuvent être jalonnées par quelques repères fournis par les formations superficielles. Le paléosol développé à la surface du Landénien des buttes culminantes (Floringhem, Burbure), sous le loess saalien, surmonté lui même par le sol de Rocourt (cf. 3e partie, fig. 103) d'une part, et le cailloutis fluviatile du Bois des Dames (cf. 6e partie ; fig. 24), nettement plus ancien, permettent de situer l'évolution de l'escarpement de la faille de Ruitz, essentiellement au Pléistocène moyen, surtout antérieurement au Saalien. Celle de l'escarpement de la faille de Pernes, dont le caractère est plus évolué, remonte à une période pléistocène plus ancienne puisque le cailloutis du Bois des Dames est corrélatif de l'érosion dans les dépressions anticlinales de Pernes et d'Houdain. La localisation de ce dépôt est d'ailleurs remarquable puisqu'il se situe uniquement sur le compartiment N de la faille de Ruitz. Tout se passe comme si le cône d'accumulation correspondait à une brusque variation de compétence de l'écoulement liée à une incitation tectonique. Comme il sera montré ultérieurement, ce dispositif est de règle à la bordure du haut pays et il représente un autre aspect de la dépendance étroite du relief vis à vis de la structure.

3 - Les formes structurales à l'W de la Lys (fig. 117)

A partir de la Lys, la morphologie structurale est dominée par le développement des boutonnières qui s'imposent dans le paysage et dont la typologie a été dressée par P. PINCHEMEL. Cependant, dans

ce domaine, beaucoup de données concernant la structure demeurent problématiques en raison de la faible densité des sondages profonds. S'il est acquis que le plissement est accompagné de failles et que la région est traversée par le prolongement du faisceau d'accidents artésiens qui se relie à ceux du Boulonnais, leur tracé et leur raccordement sont encore partiellement hypothétiques. L'argument morphologique joue donc un rôle privilégié avec l'incertitude explicative que cela entraîne. Cependant les recherches pétrolières, les travaux du B.R.G.M. et les levés récents de la carte géologique (cf. feuilles de Saint-Omer et de Guines) ont amené à reconnaître un grand nombre d'accidents épicrotécés qui modifient l'image relativement simple de la structure anticlinale que suggéraient les anciens documents.

Le problème fondamental est celui du prolongement des grandes failles artésiennes et de leur raccordement avec la structure bien connue du Bas-Boulonnais (P. PRUVOST, 1923 1924 ; A. BOTTE, 1969). Si A. BRIQUET (1922) arrête la faille de Ruitz un peu au delà de Thérouanne, il raccorde celle de Pernes avec la faille de Belle dans le Boulonnais, avis partagé par P. PRUVOST. C'est aussi l'interprétation de P. FICHAMEL (1954) qui considèrerait la faille de Pernes-Marqueffles comme un accident unique et introduisait un changement de direction au niveau de la Lys. Pour A. BCUROZ (1962) et A. BOTTE (1969), les équivalences sont les suivantes du N au S :

Faille de Sains (?) = Faille de Landrethun-Gris-Nez

Faille de Ruitz = Faille de Fergues-Cran Poulet

Faille de Marqueffles = Faille d'Epître-Slack

Faille de Pernes = Faille de Belle-limereux.

L'essentiel est de déterminer les secteurs de rejet épicrotécé des accidents du socle et leur tracé exact en surface. Or ce dernier peut différer assez sensiblement et les failles récentes présenter une plus ou moins grande indépendance. C'est ce caractère qui paraît bien dominer la structure de la couverture dans cette région dont le socle est marqué par une "zone écaillée" entre le Dévonien et le

Silurien et de vastes accidents transverses (C.F.P.(M.) et al, 1965). Cette récente synthèse indique, comme failles affectant la surface du socle paléozoïque, celle de Ruitz qui disparaît au S de Lumbres, celle du Midi qui naît à Enquin et qui correspond à la faille épicrotée de Belle, et celle de Pernes qui cesse au niveau de Thiembronne à l'W de Fauquembergues. Le levé de la carte géologique de Saint-Omer (1968) a montré que ces failles affectaient le Landénien et l'Yprésien et qu'elles étaient accompagnées d'une série d'autres accidents parallèles ou obliques plus ou moins continus. Le tracé des failles majeures pose donc un problème comme le montrent les divergences d'interprétation des cartes (B.R.G.M., 1967 ; J. DESCIGNIES et P.M. THIBAUT, 1968). La carte des pétroliers (C.F.P.(M.) et al, 1965) apparaît comme une schématisation et les tracés indiqués s'accordent mal avec les équivalences précédemment indiquées pour le Boulonnais. Dans l'état actuel des données, il paraît préférable pour les accidents cénozoïques, ceux mêmes qui jouent un rôle géomorphologique, de les désigner par un nom régional, comme cela figure sur la feuille de Saint-Omer, dans la mesure où ces failles sont multiples et forment une série d'accidents décrochés les uns des autres par d'autres qui leur sont transversaux, selon un dispositif que l'on connaît dans le Bas-Boulonnais. La région comprise entre la Lys et la boutonnière boulonnaise forme donc structuralement une zone de transition qui se marque globalement par le vaste ploiement du faisceau de failles. Dans un tel secteur de relief, il paraît alors normal que la morphologie manifeste surtout une influence structurale quadrillée qui se marque autant dans le tracé des vallées et la forme de leurs versants que dans les escarpements qui sont liés à des boutonnières élémentaires.

La faille de Ruitz se suit encore très bien de Liettes (Laquette) à Nielles (Lys) où elle détermine un escarpement bien marqué de 40 m qui prolonge avec des caractères identiques celui de la région de Lillers. Mais déjà l'accident principal s'accompagne de failles satellites (Clarques, Théroüanne, Rebecques) à faible rejet dans l'Eocène (de l'ordre de la dizaine de mètres) et s'oriente vers l'WNW pour rejoindre l'Aa en passant à travers la butte landénienne

du Bois d'Enfer, couronnée d'un dépôt fluviatile ancien qui ne semble pas affecté par l'accident. Entre la Lys et l'Aa, cette faille ne détermine plus d'escarpement, mais commande le tracé du vallon de Remilly-Wirquin qui prolonge le segment SE-NW de l'Aa. L'influence de la faille sur le tracé de ce tronçon, situé entre deux coudes brusques, est manifeste ; elle se marque de nouveau par un escarpement rectiligne d'origine tectonique qui explique l'élargissement de la vallée et le développement de la basse terrasse de l'Aa. Au-delà de Wavrans-sur-l'Aa, la faille semble disparaître (cf. C.F.P.(M.) et al, 1965), ce qui s'accorderait avec le changement de modelé du versant de rive gauche. Mais il se produit alors un relais avec une autre faille dont le tracé est décalé de quelques kilomètres au S.

Cette seconde faille importante pourrait être le prolongement de la faille de Marqueffles qui se manifeste entre la Laquette et la Lys par l'escarpement du Mont d'Erny (faille d'Enquin sur la feuille de Saint-Omer, 1/50 000), comparable à celui de la faille de Ruitz. Là encore, son influence dans le relief cesse entre la Lys et l'Aa et son tracé jalonné par Ouve-Wirquin reste hypothétique. Or, au toit du Primaire, le rejet s'inverse justement dans cette partie de son tracé (cf. C.F.P.(M.) et al, 1965), le regard devenant méridional. Ce serait la preuve que ce secteur de la faille a beaucoup moins rejoué lors de la phase épicrotécée, ce qui implique un accident transverse qui doit justement commander le tracé général de la Lys, première grande rivière occidentale traversant l'axe anticlinal artésien.

Le tracé de la faille de Pernes devient incertain au-delà de la dépression longitudinale de Fléchin. Elle semble se prolonger, en tant que faille limite du massif primaire, avec encore un rejet de 70 m au niveau de la surface du socle, par l'accident qui limite au N la boutonnière de Matringhem (cf. J. GOSSELET et L. DOLIE, 1910) et qui se marque à l'E de la Lys par le talus de Bowy, ce qui crée trois gradins de faille dans ce secteur. Elle semble se terminer à l'W de l'Aa parallèlement au vallon de Thiembronne dont le tracé est orienté

par cette dislocation. Cependant cette faille de Fauquembergues est nettement infléchie vers l'WNW par rapport à celle de Fléchin qui se prolonge d'ailleurs sur la feuille de Saint-Omer par la faille d'Erny, petite faille du socle dont le faible rejeu épicrotácé est prouvé. Comme pour la faille de Ruitz, le changement de direction s'accompagne d'une série de failles satellites obliques qui relient les principaux accidents. Le rejeu de ces failles du socle est donc beaucoup plus général qu'on ne pouvait le penser avec en plus des accidents transverses comme l'accident directeur que P. PINCHEMEL introduit pour expliquer les escarpements rectilignes de Matringhem. En fait cette boutonnière très allongée résulte de l'évidement de plusieurs blocs séparés par des failles qui ont facilité le travail de l'érosion. Il en est de même dans la vallée de l'Aa à Merck-Saint-Liévin et à Verhocq. Les boutonnières de l'Aa et de la Lys qui tranchent par leur développement NS sont dues à la coalescence d'une série de dépressions élémentaires par suite des conditions particulières de la structure.

Ce dispositif permet sans doute de comprendre les grandes boutonnières, telles celles du Bas-Boulonnais dont la structure est dominée par les failles ; il explique aussi les grands traits de la morphologie structurale du plateau de l'Aa, du bassin du Bléquin et du Pays de Licques.

La région du Haut Aa s'individualise par la conservation du plateau faiblement disséqué avec un drainage dont le plan simple accuse les changements de la structure. Celle-ci est dominée par deux grands accidents E-W dont le rejet s'inverse par rapport à ceux de la région située à l'E de l'Aa. Au S, la ligne de partage des eaux entre les bassins de l'Aa et de la Canche correspond à un anticlinal dissymétrique limité par la faille d'Herly-Hucqueliers, mise en évidence par A. BRIQUET (1922 a) et bien marquée au toit du Paléozoïque (C.F. 'P.(M.) et al, 1965). Cet accident est suivi par la Traxenne et la vallée d'Hucqueliers et permet le développement au centre d'une esquisse de petite dépression anticlinale élémentaire à Herly. Le cours supérieur de l'Aa est adapté au pendage du bloc septentrional (synclinal

de Verhocq). L'axe de Fauquembergues correspond au changement de style tectonique marqué par l'inversion des accidents. Au niveau de Thiembronne doit exister un accident important, comme le montrait P. PINCHRE-MEL, de regard méridional qui rend compte de l'échine culminante (alt. 200 m environ) s'étendant d'W en E, de Desvres à Drionville. Cet accident relaie la faille de Fauquembergues en changeant de sens, l'angle synclinal étant occupé par la vallée de Thiembronne ; il semble bien s'agir de la faille de Merck-Saint-Liévin (cf. B.R.G.M., 1967). Ainsi s'expliquent les déformations du plateau qui est constitué comme ailleurs par la surface infra-landénienne (cf. 2e partie).

Cet accident décale en quelque sorte vers le N la limite du plateau picard sans qu'il soit nécessaire de supposer un système de captures pour les cours supérieurs de l'Aa, de la Lys et de la Ternoise, hypothèse gratuite en l'absence de toute trace de dépôts alluviaux comme l'avait montré A. BRIQUET. Au N du plateau de Senlecques commence le grand domaine des boutonnières plus ou moins élémentaires avec dans la morphologie une direction dominante W-E ou WNW-ESE qui est liée au passage d'un faisceau de failles multiples à faible rejet et décrochement, assurant le relais entre les accidents artésiens et boulonnais. A la lumière des données structurales fournies par l'Artois et le Bas-Boulonnais, ces failles ou fractures s'imposent dans le relief pour expliquer la série de boutonnières élémentaires juxtaposées qui caractérisent les bassins du Bléquin et de l'Acquin avec leurs versants dont le modelé est lié à l'échelle lithologique turonienne et dont la dissymétrie systématique (escarpement rectiligne et versant tourné vers le S en pente plus raide) ne peut être que d'origine structurale. Les caractères de cette dissymétrie (outre l'orientation, l'indice très élevé dû à la pente anormalement forte du versant raide), que l'on peut observer dans des vallons très élémentaires, comme par exemple à l'W de Lumbres, différent de ceux imputables essentiellement au mécanisme climatique, encore qu'il y ait conjugaison des deux causes (cf. 6e partie).

Les dépressions laniérées du Bléquin et de l'Acquin sont dans le prolongement des deux axes anticlinaux boulonnais, déterminant au S la pointe de Lottinghen, au N le rentrant de Boursin-Fiennes, et la petite boutonnière du Pays de Licques. Mais c'est en termes de structure faillée et de blocs que doit se comprendre cette série de boutonnières inégalement développées, de même que le tracé géométrique de l'escarpement boulonnais. A l'E de Brunembert, la faille de Belle ne disparaît pas avec la fin des affleurements jurassiques, contrairement à ce que pensait L. DOLLE (1914), car il est inconcevable, comme le note A. BONTE (1969), qu'un tel accident majeur s'arrête brusquement contre la barrière crétacée, cela résultant en réalité de lacunes d'observation par suite de la difficulté de déceler des failles au sein d'un matériau homogène comme la craie. Elle se prolonge en fait jusqu'à l'Artois (cf. A. BRIQUET, 1922 a ; C.F.P.(M) et al, 1965), cependant non pas sous la forme d'une faille unique, mais par un faisceau d'accidents. Le décrochement s'opère au niveau de Brunembert où peuvent justement s'observer une série de coïncidences morphologiques : disparition de l'escarpement d'Henneveux conforme au rejeu épierétacé de la faille de Belle, "col" d'Escueilles qui interrompt la continuité de l'escarpement boulonnais qui forme en outre un redant avec le Mont de Brunembert dans l'angle duquel existe une sorte de petite reculée (lieu dit "La Fosse") avec dépôts de tufs (P. LOCOGE, 1970). Ainsi par l'intermédiaire d'un ou plusieurs accidents transverses qui coïncident avec une zone de surélévation oblique NW-SE du socle primaire, une autre faille parallèle est décalée vers le N et commande le vallon d'Escueilles. Cet accident détermine vers l'E, au prix d'un nouveau décrochement, le talus rectiligne de la Raiderie. En même temps le regard de ces failles change de sens créant une série de blocs basculés. Il en résulte une conformité complète du relief et de la structure. Ces zones de charnière ou de relais, en tous points comparables à celle de Boursin qui concerne la faille d'Epître déterminent des accidents transversaux dont l'effet morphologique est sensible dans le tracé des secteurs NNE-SSW des escarpements bordiers du Bas-Boulonnais et du Pays de Licques. Ce dispositif quadrillé n'est que le rejeu de la structure du Paléozoïque (cf. faille d'Ardres-Gravelines).

Le Pays de Licques ("Petit Boulonnais" de J. GOSSELET) (J. GOSSELET et L. DOLIE, 1907 ; A.P. DUTERTRE, 1921 ; P. PINCHEMEL, 1954) constitue une sorte de modèle des boutonnières du Nord car, étant à la fois transversale et longitudinale, elle rassemble les différentes formes rencontrées dans les autres dépressions élémentaires tout en appartenant déjà au domaine boulonnais avec la conservation d'un panneau de Jurassique à la faveur d'un compartiment faillé à Sanghen (J. GOSSELET, 1920 ; P. PRUVOST, 1923-1924) (cf. 2e partie). Il est dommage que les données structurales restent imprécises car cette région occupe une position décisive pour le raccordement entre les accidents boulonnais et artésiens. Des anomalies d'affleurement avaient cependant été signalées autrefois dans les assises crétacées (J. GOSSELET et L. DOLIE, 1907). La morphologie incite à penser que des accidents satellites obliques relient le prolongement des grandes failles boulonnaises formées d'ailleurs de plusieurs accidents parallèles (cf. P. PRUVOST, 1923-1924). Un groupe de failles, et non pas une simple flexure, continuant celle de Landrethun à Fiennes commanderait l'escarpement septentrional. Un autre accident venant de Caffiers expliquerait la brutale descente du plateau dans la forêt de Guines qui n'est pas sans rappeler le paysage de la bordure artésienne. Il est ensuite relayé au niveau de Guémy dont le gisement de sable éocène altéré, situé en position nettement plus basse (alt. 120 m) que le plateau (165m) proche, occuperait le compartiment intermédiaire, par la faille de Zouafques dont le rejet N affecte d'une vingtaine de mètres le Landénien. Une faille similaire a été également mise en évidence à Ardres, à la limite de la Plaine maritime, à l'aplomb comme la précédente d'une faille du socle (A. BONTE, J.P. DESTOMBES, J.N. HATRIVAL, B. HOYEZ, J. SOMME, P.M. THIBAUT, 1971), ce type de structure se continuant sous les formations quaternaires (cf. 5e partie). La vallée de la Hem encore élargie à Clerques forme donc une dépression annexe du pays de Licques, selon un schéma identique aux autres petites boutonnières.

Comme la région de Guines-Ardres, l'avant pays artésien situé entre la Hem et la Lys est traversé par une série de failles parallèles à faible rejet (10 à 20 m), essentiellement de regard NE (ce qui

n'exclut pas les grabens intermédiaires ; cf. faille de Rebecques). Ces accidents ont été mis en évidence récemment aux points où la craie est recouverte par le Landénien, exploité en nombreuses carrières (B. R.G.M. , 1967 ; fle géologique Saint-Omer 1/50 000). Les tracés exacts sont encore assez hypothétiques et divers, et il est vraisemblable que les accidents sont en fait plus nombreux par suite des relais qui doivent s'opérer en liaison avec l'inflexion générale du faisceau. Il est aussi peu vraisemblable que la faille reconnue à Westhove, en amont de Blendecques, se limite à la rive gauche de l'Aa. Celle d'Hallines qui affecte le Landénien de Wisques et d'Helfaut (fle géologique Saint-Omer) doit être rejointe par celle d'Esquerdès (B.R.G.M., 1967) qui expliquerait l'affleurement local des marnes turoniennes sur la rive droite de l'Aa en même temps que la morphologie générale du versant vigoureusement entaillé par une série de talwegs élémentaires rectilignes qui correspond à un bloc limité par un autre accident plus méridional, parallèle lui-même à la faille de Remilly-Wirquin (faille de Ruitz). Des petits accidents satellites doivent exister entre Lumbres et Esquerdès, d'orientation NW-SE à NNW-SSW, pour expliquer la présence insolite sur le versant N de la vallée de petits vallons très dissymétriques qui appartiennent à la même famille que ceux du réseau de l'Acquin.

Dans cette région qui forme le contact rapide entre haut et bas pays, l'influence structurale se marque surtout dans le tracé des talwegs et dans la forme de leurs versants. La concentration du drainage vers Aire-sur-la-Lys correspond à une inflexion générale des couches attestée par les cotes du toit de la craie. Le tracé coudé des talwegs, en particulier celui de la Melde-Lauborne traduit l'influence des blocs faillés. Les grands versants monoclinaux, développés au contact du sable landénien et de l'argile yprésienne ou dans cette dernière, comme celui de la Melde, ne peuvent pas s'interpréter uniquement en termes de flexure. Il en est de même pour la dépression du Neuffossé liée à la faille de Blendecques. Il s'agit de formes structurales complexes, déjà caractéristiques du bas pays, sous l'influence

de divers facteurs. qui interfèrent, les conditions lithologiques de l'Eocène, mais aussi celles résultant des épandages fluviatiles anciens, s'ajoutant aux facteurs proprement tectoniques (cf. infra).

L'ensemble du haut pays artésien et boulonnais forme donc une vaste unité morphostructurale et le type d'évolution est du même ordre. La généralisation du phénomène de la boutonnière élémentaire en est l'image, l'élévation structurale des divers blocs de la structure et leur compartimentage plus ou moins accusé justifiant l'inégal développement. Dans la région à l'W de la Lys, en liaison avec un soulèvement plus précocement marqué attesté par la paléogéographie tertiaire, l'évolution paraît plus ancienne comme l'a montré l'étude de la répartition des formations superficielles réputées "diestiennes" (cf. 2e partie). Ceci sera confirmé par celle des formations argileuses à silex (cf. 6e partie). Contrairement à ce que pensait P. PINCHEMEL (1954) la dépression du Pays de Licques était amorcée antérieurement au Quaternaire. Il reste que l'essentiel du creusement est imputable au Pléistocène ancien et moyen, comme le montre l'importance des épandages fluviatiles périglaciaires. Leur localisation en vastes cônes à la bordure même du haut pays implique une cause tectonique et le système des terrasses de l'Aa et de la Lys ne peut pas s'expliquer uniquement par les facteurs climatiques (cf. 6e partie). Des indices d'une évolution néotectonique tardive existent comme dans la région artésienne située au SE de la Lys. Tous les talwegs présentent dans leur profil longitudinal des anomalies de pente qui, sensibles en surface, existent également à la base des alluvions. Elles interviennent notamment vers 30-35 m dans la zone d'augmentation générale du pendage, au niveau de la faille de Ruitz pour la Lys, de la faille d'Esquerdès pour l'Aa, de l'accident de Guémy pour la Hem. Ces deux derniers talwegs accusent encore des anomalies vers 15 m (faille de Blendecques, faille de Zouafques) reproduisant ainsi dans leur profil le dessin même de la structure générale.

Enfin, l'étude détaillée de la moyenne terrasse de l'Aa à Hallines (fig. 118) amène à concevoir un rejeu de l'accident postérieurement au dépôt de la formation fluviatile. Au niveau du gisement préhistorique découvert en 1968 (J. BOUTRY, A. TUFFREAU), la terrasse est entaillée par un vallon encaissé au débouché duquel se situait le site paléolithique supérieur (R. AGACHE, 1969). Ce vallon dissymétrique exploite la ligne de faille dont le rejet mesurable dans le Landénien de la butte de Wisques est d'une quinzaine de mètres. Or la terrasse paraît elle-même affectée par l'accident ; elle forme une avancée plus méridionale dans le compartiment affaissé en même temps que le cailloutis en place s'y trouve conservé à une altitude inférieure de plus de 5 m. Les difficultés de corrélation entre les sondages pourtant très proches effectués sur le versant pour déterminer l'extension du gisement archéologique tendraient à faire admettre également une déformation de plusieurs mètres pour le cailloutis de la basse terrasse (cf. rapports J. SOTTE à R. AGACHE 1968, 1971, pour Gallia Préhistoire). Le manque de sondages profonds dans le fond de la vallée ne permet pas de compléter l'analyse comme il serait souhaitable.

Les indices sont donc concordants pour généraliser à l'ensemble du haut pays artésien et à sa bordure l'interprétation d'une adaptation étroite à la structure dans le cadre d'une mobilité néotectonique.

4 - L'influence de la structure à l'E de la Scarpe

A l'E de la Scarpe s'étend un autre domaine structural caractérisé par la disparition des grands accidents longitudinaux - la faille de Marqueffles disparaissant au S de la Scarpe - et leur remplacement par une structure de dômes et de cuvettes, résultat de l'interférence complexe de plusieurs directions tectoniques. Le changement général d'orientation (armoricaine, intermédiaire, varisque) n'est qu'un schéma global qui ne rend compte que de la trame d'ensemble du

relief et de l'hydrographie. Dans le détail, il existe un entrecroisement de ces directions tectoniques (cf. C. STEVENS, 1952) qui crée une structure apparemment très confuse. De plus les diverses cartes structurales (toits du Primaire, du Turonien moyen et du Crétacé) se superposent mal, ce qui ne peut s'interpréter que par une instabilité tectonique depuis le Secondaire sans ligne dominante. Il ne peut être tenu compte aussi étroitement du bilan enregistré au toit du Turonien moyen pour apprécier les déformations cénozoïques, car de nombreux indices fondés sur la base du Landénien, tels que les axes synclinaux de la Sensée et de Bourlon suggèrent un dispositif soit partiellement concordant, dans le premier cas, soit différent, dans le second. Il n'est donc pas exclus que des mouvements au demeurant d'amplitude faible se soient produits dans des sens différents par suite d'une migration des axes. Il s'agirait d'une situation dont le bas pays offre des exemples (cf. l'anticlinal du Mélandois).

Il n'est pas étonnant que l'influence structurale, manifeste dans la morphologie de la "dépression de l'Escaut" se marque essentiellement par le tracé du réseau des talwegs. Les talus singuliers, témoins d'accidents cassants dans l'Artois, disparaissent ; ils n'existent plus que des versants liés aux vallées. La dissymétrie tend également à devenir exceptionnelle dans la topographie même si elle se maintient dans le faciès des formations limoneuses (cf. 3^e partie). Il faut faire appel à d'autres critères généraux pour mettre en évidence l'influence de la structure : plan d'organisation du drainage (Y. PINCHEMEL, 1954), comparaison entre les profils des talwegs et les profils projetés des interfluves (J. DAMELLE, 1959).

Tous les auteurs, depuis L. CAYEUX (1890), ont montré les relations entre la structure ondulée et le système hydrographique du Cambrésis dont les principaux éléments moulent en les contournant les bombements. Des accidents de type cassant, agissant surtout en tant que zones de fracturation et influant directement les processus hydrologiques souterrains, doivent être envisagés pour expliquer le

dessin géométrique. La "morphologie du drainage" (cf. P. PINCHEMEL, 1954) est dans la dépendance directe de la structure.

L'une des principales originalités du bassin de l'Escaut dont les drains convergent en général vers le bas pays, est constituée par la longue dépression dissymétrique (36 km de long) s'étendant d'E en W qui incorpore en son milieu l'Escaut de Crévecœur à Marcoing, divisant ainsi le bassin en deux parties distinctes, et dont les noms varient localement en fonction d'un drainage partiel et irrégulier. Le terme de Ravin Warnelle, propre à la partie amont du talweg du Torrent d'Esnes, a parfois été utilisé pour désigner l'ensemble. Une telle forme implique un accident majeur ayant guidé l'érosion linéaire (P. PINCHEMEL, J. DANETTE). Sa nature reste problématique si l'on s'appuie sur les données structurales du toit du Turonien moyen. Le dispositif général dissymétrique (versant N rectiligne, versant S indented par de multiples vallons) suggère un système de blocs basculés. Si la dissymétrie de la pente des deux versants est inégalement marquée, elle s'accuse au niveau du substrat, la craie affleurant au N alors qu'elle est recouverte au S par une épaisseur de plusieurs mètres de loess (Weichsélien et Saalien), observation déjà notée par J. LADRIÈRE (1890). La structure artésienne montre que des accidents cassants, même de faible rejet, peuvent s'accompagner d'importants changements de pendage, ce qui se confirme dans le bas pays (cf. faille de Bailleul). Dans des accidents de faible rejet, le regard n'est plus un fait essentiel, les failles pouvant être conformes ou contraires. Dans le cas du Ravin Warnelle il faut envisager un accident de ce type, déterminant localement un dispositif de blocs basculés. Un accident de même orientation existe d'ailleurs dans le socle et le toit du Turonien moyen esquisse une ondulation anticlinale au N des deux extrémités de la dépression. Dans le détail on constate que les deux parties ne sont pas rigoureusement alignées, de part et d'autre de l'Escaut, le segment de cette vallée ayant d'ailleurs une orientation légèrement oblique. Il doit exister en fait plusieurs blocs décalés, correspondant à la structure globale de dômes et cuvettes. La faille de Vaucelles (M.

LERICHE, 1936) orientée parallèlement à l'Escaut, qui décale l'un des axes anticlinaux, en amont de Crévecœur, justifie cette interprétation. P. CELET (1969) envisage l'existence probable d'autres cassures en aval, de direction méridienne ou varisque. L'une d'elles peut permettre d'interpréter les anomalies de gisement de Landénien à la sortie E de Cambrai (J. GOSSELET, 1877 f). A Noyelles-sur-Escaut, le gisement de Landénien continental est affecté de dislocations orthogonales (E. RICHEL et A. BONTE, 1953) parallèles à la double direction de l'Escaut au niveau du coude de Marcoing.

L'exemple du Ravin Warnelle n'est pas un cas isolé. Les vallées de la Selle, de la rivière des Harpies et de l'Erclin sont orientées par un réseau de cassures où interviennent deux directions, E-W et SE-NW. Cette double orientation se retrouve dans l'ensemble des talwegs de rive gauche de l'Escaut dont la densité, le détail des tracés et les dissymétries locales des versants trouvent ainsi leur explication.

A l'W de l'Escaut, les accidents dominants ont une orientation NS ou NNE-SSW (cf. les failles de Bouchain et de Corbehem). Le cours de l'Agache ainsi que le relief linéaire insolite du Mont d'Erchin, longue colline de Landénien, ne peuvent qu'être liés à un autre accident majeur méridien (J. DALETTE, 1959). Des failles existent dans la butte sableuse au niveau de Montigny-en-Ostrevent (A. BRIQUET, 1906 a) et on peut se demander si les anomalies stratigraphiques constituées par le gisement de Landénien supérieur ne résultent pas de déformations anciennes. Au N de la vallée E-W de la Sensée qui suit un axe synclinal affectant la craie et l'Eocène, commence vraiment le bas pays avec un style morpho-structural relativement différent. La géométrie des formes se manifeste dans le relief compartimenté par les collines sableuses. Le quadrilatère de la plaine crayeuse située au SE de Douai, dégagée de la couverture landénienne (région de Cantin, cf. fig. 103) est particulièrement remarquable. Ce dispositif quadrillé se manifeste dans les gradients gravimétriques (cf. C.F.P.(N.) et al, 1965). C'est un autre domaine

structural qui commence caractérisé en particulier par les "paléocreux" de la surface du Paléozoïque (cf. 2e partie), à l'aplomb de la zone minière du département du Nord. Désormais la carte du toit du Turonien moyen n'est plus le document de référence pour interpréter la structure superficielle. Cependant A. BRIQUET (1927 a) indique un accident complexe de Douai à Denain au niveau d'une vaste flexuration de la surface infralandénienne (sur 3 km les cotes du toit de la craie passent de + 55 à + 10). Conformément à cette structure, la topographie est marquée par un versant sinueux, mais continu, d'une amplitude générale de plusieurs dizaines de mètres qui ferme vers le S la vaste dépression de la Plaine de la Scarpe (fig. 12).

Dans ses grandes lignes comme dans le détail des formes, le relief du haut pays montre une étroite adaptation à la structure qui implique une évolution tectonique encore tardive. Si un même style structural quadrillé complexe définit la région, les variations de l'importance relative et de l'amplitude des accidents longitudinaux divisent l'ensemble en trois domaines morphostructuraux. La partie centrale qui correspond au Haut-Artois est caractérisée par les escarpements composites liés aux grandes failles artésiennes associés à des boutonnières élémentaires. Au NW de la Lys, celles-ci deviennent les formes dominantes du relief et le Haut-Boulonnais montre l'ébauche et les stades successifs de ce type de forme dans ses relations étroites avec les conditions structurales nécessaires à son développement. Au SE, la "dépression de l'Escaut" s'accompagne d'un style de relief différent, lié à une structure de dômes et de cuvettes fracturées, qui annonce celui des plaines et collines du bas pays, tout en montrant les relations qui unissent ces deux parties de la région dont l'unité morpho-tectonique, suggérée par les données paléogéographiques, est beaucoup plus grande que ne le laisseraient supposer les contrastes généraux de la topographie.

CHAPITRE 3

L'INFLUENCE DE LA STRUCTURE SUR LE RELIEF DU BAS PAYS

Par opposition au haut pays, le relief du bas pays paraît en désaccord avec la structure telle qu'elle peut être définie par les horizons-repères du toit de la craie ou du toit du Landénien. Les régions les plus élevées coïncident avec les zones où l'Eocène est largement conservé. Le Pévèle correspond au synclinal d'Orchies où le sommet de la craie se trouve déprimé à -30 m entre la retombée artésienne et l'anticlinal du Mélandois. Le Houtland développe sa masse de collines sur le flanc du grand bassin yprésien. Au niveau des Monts de Flandre, le sommet des sables landéniens se trouve entre -50 et -70 m, alors qu'il remonte à la cote 0 au S de la Plaine de la Lys, à Saint-Omer et à Ardres, et qu'il est atteint vers -130 m au niveau du littoral (fig.111). Le Ferrain occupe une position assez comparable au N du Mélandois alors que cet anticlinal ne se manifeste dans le relief que par une élévation culminant seulement à 50 m en France. Seule la plaine maritime semble constituer une exception notable puisque son dessin se moule grossièrement sur le bassin de Gravelines tel qu'il ressort sur la carte du toit du Landénien (fig.110 A). La descente générale de la topographie dans le N du

Houtland exclut ainsi la conservation septentrionale de formations éocènes supérieures à l'Yprésien. Le témoin sableux rapporté au Lutétien inférieur (eII) à Herzele sur la carte géologique de Saint-Omer au 1/80 000 (1957) n'a plus été retenu sur la nouvelle feuille de Steenvoorde au 1/50 000 (P. SANGNIER, 1969) car il s'agit de formations marines pléistocènes reposant sur le faciès argileux typique de l'Yprésien (cf. 5e partie). Il reste que cette concordance générale entre la plaine maritime et la structure qui se marque encore par la position du cours inférieur de l'Aa à l'aplomb du synclinal de Gravelines ne peut être considérée comme une simple coïncidence, mais constitue déjà la preuve d'une influence tardive de la structure sur le relief des plaines.

Cependant mis à part le cas de l'Aa, à l'échelle de la région, les autres éléments du réseau hydrographique recoupent les grands axes longitudinaux de la structure (anticlinal faillé de Bailleul pour la Lys, dôme du Mélantois pour la Deûle et l'Escaut) sans pour autant être conformes au pendage général de l'Eocène. L'analyse est plus complexe d'ailleurs car le réseau hydrographique ne coïncide pas avec le relief, par suite du développement de vastes plaines dépressionnaires (Plaine de la Lys et de la Scarpe) presque fermées, accompagnées de talus insolites, et des anomalies de calibrage des vallées apparemment plus normales. C'est en cela que réside l'originalité, un peu déroutante au premier abord, des plaines du bas pays. Or l'influence de la structure y est aussi très étroite bien que s'exerçant selon des modalités particulières et elle fournit des preuves beaucoup plus nettes que dans le haut pays d'une importante évolution néotectonique. Cette influence structurale se reflète dans les multiples aspects de détail de la morphologie actuelle qui eux mêmes se répètent dans les diverses régions. Cela implique une homogénéité des facteurs et une explication identique dont les éléments se confirment par la confrontation des exemples régionaux, plus ou moins significatifs isolément en raison de l'inégalité des données géologiques.

1 - Pévèle et région lilloise

Cet ensemble, qui correspond structuralement au bassin d'Orchies et au dôme du Mélantais avec ses retombées septentrionale et occidentale, permet le mieux de saisir les règles de la morphologie structurale du bas pays, grâce à l'abondance des données géologiques (bassin houiller, région de Lille) dans une zone où se reproduit plusieurs fois le contact Yprésien-Landénien-Crétacé. Il en résulte une morphologie d'érosion différentielle exploitant les contrastes lithologiques entre la surface de la craie et le Landénien inférieur (Tuffeau-Argile de Louvil) d'une part, entre les sables landéniens et l'argile compacte d'Orchies d'autre part, auxquels s'ajoutent les nuances existant à l'intérieur de la série yprésienne. La région centrale montre dans son relief une étroite adaptation à la structure et rassemble tous les types de formes du bas pays. Elle fournit en plus les preuves d'une néotectonique, révélant ainsi que la morphologie structurale des plaines du Nord ne résulte pas simplement d'une action de l'érosion exploitant un canevas structural statique (cf. J. SOMME, 1967).

Le Pévèle forme une région dont l'altitude moyenne (40-50 m) est comparable à celle du Mélantais (cf. J. GOSSELET, 1895). Elle s'individualise seulement par quelques collines lanierées culminant entre 60 et 75 m d'où émerge au SW la butte de Mons-en-Pévèle (110 m). C'est dans cette partie que le relief est le plus marqué avec un axe de collines dissymétriques s'étendant de la forêt de Phalempin au Bois de Flines-lez-Raches, formant ligne de partage des eaux entre les bassins de la Deûle, de la Marque et de la Scarpe. La butte de Mons-en-Pévèle est un peu isolée, séparée de la ligne de relief précédente par un col à 55 m séparant la Marque du Courant du Pont de Beuvry. De Wahagnies à Raimbeaucourt un talus bien marqué se développe au contact Landénien-Yprésien, éventré par un chapelet de carrières.

La concordance n'est pas rigoureuse entre la structure générale du bassin d'Orchies et l'existence de cette ligne majeure du relief qui domine la dépression (alt. max. 26 m) utilisée par la grande voie canalisée. L'axe synclinal tend à former un axe de même orientation, mais la partie la plus déprimée de la structure occupe une position méridionale de Rainbeaucourt à Coutiches (fle Carvin 1/25 000 n° 7-8 : sommet de la craie vers -40 m, toit du Turonien moyen vers -80 m) au niveau où le talus bordier du Pévèle perd de sa vigueur. Le bassin d'Orchies est donc nettement dissymétrique avec une plongée beaucoup plus rapide des strates sur son flanc S, selon un dispositif systématique des ondulations synclinales et anticlinales (cf. chap. 1). A l'W (Carembault) et au N (Mélançois) le pendage est moins accentué. Si globalement les variations de la flexuration commandent la raideur (maximum au niveau de Moncheaux avec un commandement de 50 m, une pente moyenne du versant de 2,5 % et une pente moyenne de 6 % pour le segment maximum qui dépasse localement 10 %) et le tracé général du talus bordier du Pévèle, l'analyse détaillée de la forme ne peut s'effectuer uniquement en termes de structure ondulée ou faiblement plissée.

Les caractères du relief du Pévèle impliquent une structure faillée dont les cassures à faible rejet, disposées en réseau orthogonal (NE-SW et NW-SE), découpent en panneaux le bassin. Certaines d'entre elles sont figurées sur la feuille géologique de Carvin au 1/50 000 (J. DESOIGNIES et P. SANGNIER, 1968). Le réseau doit être en fait beaucoup plus dense. En effet, la carte attribuée au Landénien inférieur (Tuffeau-Argile de Louvil) une extension exagérée, confondant cette assise avec les formations pléistocènes antérieures au loess de couverture du Weichsélien supérieur. Ainsi le Landénien en place, qui ne dépasse pas Carvin à l'W, ne déborde pas vers le S l'axe du Canal de la Deûle à la Scarpe (cf. profil de Noyelles-Godault, fig. 103). La dépression du canal doit être considérée comme entaillée presque entièrement dans la craie. Une nouvelle interprétation des sondages amène à considérer que la limite d'extension du Landénien, dont le tracé est d'ailleurs nettement géométrique, est commandée par un réseau de cassures (fig. 119), déterminant une structure de blocs

basculés et ondulés. Le relief du talus bordier est en relation étroite avec les variations rapides de pendage qui en résultent. En dehors de la zone houillère, la moindre fréquence des sondages profonds raréfie les preuves géologiques de cette structure qui est peut-être moins densément fracturée, le maximum pouvant correspondre à la zone des "paléocreux" du socle paléozoïque dont l'effet se poursuit dans la couverture. L'un des accidents majeurs est celui de Thumeries qui se marque dans le tracé de la butte de Moncheaux et de Mons et dans celui du cours rectiligne de la Marque de Tournignies à Péronne-en-Mélantois. Le tracé orthogonal du Zécart, affluent de rive droite de la Marque, traduit un même système de fractures dont l'effet est également sensible dans l'extension du Landénien (région de Louvil), commandée par les accidents de la Marque et de Seclin.

Le modelé d'érosion différentielle du Pévèle est donc étroitement conditionné par la structure quadrillée faillée, thème à retenir pour l'interprétation de la Flandre intérieure. Le talus bordier est plus monoclinale que ne le laisseraient supposer les pendages moyens relativement faibles calculés à partir des cotes du toit de la craie (3 à 6 %). On observe en effet des pendages beaucoup plus marqués dans les carrières ouvertes le long du talus. Cette forme de relief n'est donc pas liée uniquement au contraste lithologique entre l'argile d'Orchies et les sables d'Ostricourt. C'est d'ailleurs l'argile yprésienne qui est le facteur lithologique primordial comme le montre le talus homologue du Ho utland développé essentiellement dans cette assise. Ce type de relief appartient à la famille des "cuestas d'argile" qui sont fréquentes dans le bassin franco-belge. L'indépendance de la forme vis à vis du réseau hydrographique est plus marquée dans le cas du Pévèle, dans la mesure où la dépression périphérique n'est pas occupée par une grande vallée. Les formations quaternaires s'épaississent avec des faciès fluviatiles caillouteux (craie et silex) vers la Scarpe et la Souche. Alors qu'au droit de Leforest et d'Ostricourt se situe une zone d'interfluve peu couverte. Au S de Raimbeaucourt, les sables landéniens sont subaffleurements dans la dépression.

Le substrat est d'ailleurs toujours proche de la surface dans la partie du Pévèle située à l'W d'Orchies, les formations de la couverture quaternaire se réduisant à moins de 4 m aussi bien dans les talwegs (Courant du Pont de Beuvry et Ruisseau du Pont Ducat, par exemple) que sur les versants.

En dehors du talus bordier, le rôle de la structure est surtout sensible dans le tracé des talwegs. Les influences lithologiques jouent cependant un rôle essentiel dans l'étagement des surfaces culminantes. C'est le cas pour la butte de Mons-en-Pévèle (alt. 110 m), dont la conservation des sables (cf. C. DEWILDER et F. CHELLONNEIX, 1870 ; C. MAURICE, 1893 ; J. HEPERT, 1895, 1896 b ; L. FEUGUEUR, 1963) est liée à la présence de bancs grésifiés (grès de Pève) qui semblent bien représenter un faciès local. En effet les t/moins de cette roche résistante manquent dans les formations quaternaires environnantes.

La butte de Mons fait figure d'isolée ; l'essentiel du relief du Pévèle est constitué par des croupes culminant vers 70-75 m à l'W et dont l'altitude diminue assez régulièrement vers le SE. Ce niveau topographique est proche de la limite entre le faciès argileux et le faciès sableux de l'Yprésien qui se déprime vers le SE conformément à la structure. L'argile d'Orchies n'a en effet dans cette partie orientale du bassin yprésien qu'une épaisseur réduite à 10-15 m (J. PESCHONIES et P. SANGNIER, 1968 ; C. CAVELIER, 1960). Son épaisseur est cependant plus variable car à Mons-en-Pévèle on lui attribue une trentaine de mètres (L. FEUGUEUR, 1967), son sommet s'observant sur le terrain vers +55 m (toit du Landénien à +25 m au sondage des Deux-Villes : n° 7-10 Carvin 1/50 000). Il en est de la stratigraphie de l'Yprésien comme de celle du Landénien dont les épaisseurs varient rapidement dans cette région, sans doute pour les mêmes raisons géomorphologiques (cf. 2e partie). L'extension des sables de Mons-en-Pévèle paraît trop réduite sur la carte géologique de Carvin qui d'ailleurs ourle leur limite par une large plage de formation sableuse R

dont l'étude montre qu'il s'agit souvent d'un remaniement à courte distance du faciès yprésien (C. MAILLE, 1973). Il en résulte que les sols du Pévèle "argileux", du moins dans sa partie occidentale, faiblement loessique, sont souvent caractérisés par une texture sableuse.

Entre le Pévèle et le Ferrain, le Mélantois correspond à un schéma général d'inversion de relief à l'état d'ébauche, avec une simplicité géologique qui est propre à la partie française. La surface crayeuse est en effet largement dégagée de la couverture landénienne dont les témoins (Fort de Sainghin, Cité Scientifique, Lesquin) montrent cependant que le bombement topographique correspond étroitement à la surface infralandénienne, preuve d'un dégagement récent qui est confirmé par l'absence de formations limoneuses antérieures au Weichsélien et la faiblesse des formes de dissolution. La zone culminante, orientée EW à ESE-WNW, se maintient autour de 50 m (max. 58 m au Mont de Fâches). Au S, les collines du Pévèle dépassent en moyenne cette altitude (cf. supra). Au N, le Ferrain réintroduit un paysage semblable avec des lignes de hauteurs laniciées S-N qui n'atteignent cependant qu'exceptionnellement 60 m (Mont d'Halluin). A l'W de la Deûle, le contraste disparaît avec la plaine ondulée du Teppees qui ne culmine qu'à près de 50 m (Fort d'Englos, 48 m). Avec des nuances dans le modelé de détail, l'individualité de ces petites régions réside surtout dans leur substrat et dans l'influence qu'il exerce sur la nature des formations superficielles antérieures au niveau de l'esselt, car le loess de couverture est à peu près continu. Les éléments marquants du relief sont surtout constitués par l'orientation géométrique des vallées qui s'évasent en amples dépressions, de part et d'autre d'Haubourdin pour la Deûle, de Tressin au confluent en aval de Lille pour la Marque, et par la présence de deux talus limitant le Ferrain au S et la Plaine de la Lys à l'W, à laquelle s'ajoute la dissymétrie des versants des vallées. Tous ces caractères sont en relation directe avec la structure.

Celle-ci est relativement bien connue grâce au millier de sondages qui ont été effectués depuis un siècle dans l'agglomération lilloise, encore que la complexité des données soit telle qu'il est difficile d'établir clairement les relations entre les structures des différents niveaux (Primaire, Crétacé, Eocène) et celles du Mélançois français et du Tournaisien. Il s'agit pour cela d'une sorte de modèle de la complexité structurale du Nord dont on peut rappeler les principaux caractères déjà précédemment signalés.

L'anticlinal du Mélançois est un dôme faillé complexe, dû à la rencontre de deux axes orthogonaux. Un faisceau de failles de faible rejet (une dizaine de mètres) déterminerait un éventail de compartiments sur la feuille de Lille au 1/50 000 (J. DESOIGNIES, J.M. DEZWARTE, R. PLAT, A. SYSSAU et G. WATERLOT, 1965 ; J.M. DEZWARTE, R. PLAT et A. SYSSAU, 1965). L'accident principal affecte la flanc S de l'axe anticlinal dissymétrique d'Hautburdin (P. SAIGNIER et al, 1968) sous la forme d'une série de cassures ayant permis la conservation locale de Landénien (A. BONTE, 1957). Les autres failles, reconnues dans le socle, ont encore des tracés en partie hypothétiques en tant qu'accidents épicrotacés. Une seconde cassure passant par Bailleul, Armentières, Lille et Tournai (faille d'Armentières), correspondant à l'axe de l'anticlinal paléozoïque d'Annappes, affecte la surface du socle et aussi du Crétacé avec un regard N selon R. LEGRAND (1968). L'anticlinal tertiaire de Quesnoy-sur-Deûle est également faillé par l'accident de Bailleul, y compris au S de Roubaix (J. DESOIGNIES et al, 1965 ; M. GULICH et R. LEGRAND, 1969) avec le même rejet méridional de 10 à 20 m. Il faut alors admettre que les deux accidents se rejoignent près de Bailleul. Le faisceau, plus hypothétique, de cassures entre Lille et Lesquin, résultant de l'interprétation des cartes structurales du Crétacé, correspondrait alors à un dispositif assez semblable et accompagnerait la torsion générale de la structure qui s'opère au niveau de Lille. Ce schéma est en accord avec les faits observés dans l'Artois. Les documents géologiques ne signalent guère d'accidents N-S, sinon au niveau de la vallée de la Marque qui coïncide avec une brusque

remontée des marnes crayeuses. La morphologie implique, comme dans le Pévèle, que ces accidents sont en fait plus nombreux, ce qui est aussi une donnée de la structure artésienne.

Les difficultés de l'interprétation structurale à partir de critères purement géologiques tiennent à la complexité de l'histoire tectonique. Les accidents récents majeurs sont des rejeux d'accidents anciens, avec parfois un décalage horizontal notable et des changements dans le regard des failles, ce qui complique les rapports entre les deux structures hercynienne et crétacée (M. GULINCK et R. LEGRAND, 1969). Le sous-sol paléozoïque de la région de Lille, formé par un bassin dévono-carbonifère (élément du bassin de Namur) compris entre le massif du Brabant et la zone silurienne d'Orchies, prolongement de l'apophyse de Merville, "paraît constitué d'une série de panneaux faillés, allongés WNW-ESE ou W-E et alternativement effondrés et surélevés" (C.F.P.(...) et al, 1965). Il est établi que les mouvements tectoniques ont affecté d'une façon continue la région depuis le Paléozoïque, sans qu'il y ait coïncidence exacte dans la forme et dans la localisation des accidents (A. BOITE, 1957 ; G. WATERLOT, 1960). L'anticlinal primaire principal se situe au niveau d'Annappes, donc selon un tracé plus septentrional que celui du dôme crétacé. La paléogéographie crétacée et éocène montre la permanence de l'instabilité tectonique avec déplacements des zones de surélévation et d'affaissement (cf. 2e partie). Les données manquent pour jalonner l'histoire ultérieure, mais on retrouve avec le Quaternaire relativement récent les preuves de la continuité de cette évolution.

L'hypothèse d'une tectonique continue jusqu'au Quaternaire inclus a été envisagée par les géologues (A. BOITE, 1957 ; G. WATERLOT, 1960, 1969) (cf. chap. 1). La morphologie fournit des arguments pour confirmer cette hypothèse, montrant l'influence dynamique de la structure sur le relief par le jeu récent de la tectonique selon les orientations orthogonales et obliques (cf. J. SOMME, 1967).

Le Mélantois occidental, à son contact avec le Weppes, marqué par la vallée de la Deûle, fournit les preuves les plus évidentes. Deux faits ont été mentionnés à l'appui de l'hypothèse néotectonique : le rétrécissement brusque de la vallée et l'amincissement des alluvions, au droit d'Haubourdin, à la traversée de l'anticlinal.

Ces faits demandent à être précisés et complétés :

- A Haubourdin, le resserrement brusque de la vallée de la Deûle, qui a moins de 400 m de large, fait noté depuis longtemps et mis à profit très tôt par l'homme pour la localisation de la vieille route qui, de Lille, mène à l'Artois par La Bassée (M. SOMME, 1970), contraste avec le large évasement de la vallée en amont (près de 2 km de large) qui correspond à une zone de marais (Marais de Santes, Marais d'Haubourdin) avec large développement de la tourbe holocène riche en vestiges néolithiques (L. GALLE, 1919). Cet élargissement est provoqué par la présence d'amples vallons affluents de rive droite. Or ces talwegs marécageux, dont l'orientation est parallèle à l'axe du Mélantois, sont en rapport direct avec la tectonique. Ainsi le large vallon de Templemars aboutissant au Marais d'Haubourdin est localisé sur une ondulation synclinale du Crétacé (J.M. DEZWARTÉ et al, 1965). Cette ondulation pourrait se continuer vers l'W pour rejoindre le synclinal de Wavrin ; elle serait alors jalonnée par un petit talweg aboutissant au Marais de Santes. Dans le détail de la topographie du Marais d'Haubourdin, on observe même la coïncidence entre une zone de dépressions fermées situées dans l'axe du talweg et un creux structural de la craie.

Cette interprétation trouve sa justification avec le "paléocreux" de Don, au centre de la vallée de la Deûle qui affecte la surface du Paléozoïque (-191 m sous 55 m de Wealdien, alors qu'alentour le toit du Primaire est situé entre les cotes -120 et -60) et la stratigraphie du Crétacé et du Quaternaire. Au SW de Don, le sommet des marnes du Turonien moyen ("dièves") est déprimé à -72 m, soit plus de 20 m plus bas que ne l'indiquent les sondages voisins. Au même point

les alluvions ont une épaisseur de 27 m alors qu'en aval leur puissance n'est au plus que de 13 m, et leur base s'infléchit entre +5 et -7 m à l'aplomb de la dépression crétacée sur toute la largeur du fond de la vallée. G. WATERLOT (1969), qui rapporte ces données, les attribue soit à une énorme poche de dissolution, soit plutôt à une zone de dislocation qui aurait facilité et faciliterait encore la circulation des eaux souterraines et leur action dissolvante sur la roche magnésienne. On doit ajouter l'hypothèse que ces "paléocreux" qui jalonnent les accidents du socle doivent se trouver à la rencontre d'accidents orthogonaux, comme cela se manifeste dans la région de Douai ou dans la vallée de l'Aa. La poche de Don se trouverait ainsi au niveau d'une sorte de convergence d'axes synclinaux, attestée au toit du Turonien moyen (G. WATERLOT, 1960) qui doit correspondre à un décrochement de la faille de Seclin créant un accident directeur orthogonal qui a été exploité par la Deûle, lui même parallèle aux failles de Carnin et Annoeullin (fle Carvin géologique 1/50 000).

Le talweg de Seclin est conforme à la structure puisqu'il se localise au niveau du synclinal de Wavrin, avec une dissymétrie du versant N, en pente plus forte qui est liée à la faille de regard S, rejéu d'un accident du socle primaire qui a permis la conservation du lambeau de Namurien au contact de la zone silurienne d'Orchies.

D'une façon plus générale, l'axe de relief du Mélançois s'allonge conformément à la charnière du pli anticlinal principal en passant au S de Lesquin, avec une légère dissymétrie qui correspond à celle même de l'anticlinal faillé sur son flanc S. Il s'agit rigoureusement de l'inflexion de la surface infralandénienne.

- Les anomalies présentées par les alluvions de la vallée de la Deûle permettent d'interpréter ces faits non comme une simple adaptation du relief à la structure postérieurement aux mouvements, mais en partie aussi comme le résultat d'une tectonique récente.

A. BONTE (1957) et G. WATERLOT (1960) ont signalé l'amincissement de la couche d'alluvions au niveau d'Haubourdin. Au forage Lever de cette ville (P. PRUVOST, 1914), l'épaisseur n'est que de 12 m alors qu'en amont elle atteint 17 m aux Ansereuilles au droit du synclinal de Wavrin et qu'en aval elle augmente rapidement jusqu'à près de 30 m au confluent de la Deûle et de la Marque (A. BONTE, 1955). L'observation de nombreux résultats de forages permet de considérer comme probable une différence moyenne d'au moins 5 m entre les épaisseurs des alluvions à Haubourdin et immédiatement à l'amont dans le Marais de Santes, où nous avons déjà noté une correspondance étroite entre la topographie et la structure synclinale. Ce calcul tient compte des irrégularités du fond de la vallée qui ne sauraient cependant seules expliquer l'anomalie générale du profil du fond qui s'élève à la cote +7 au passage de l'anticlinal alors qu'il se tient à +2 et +1 au N et au S (fig. 120), la nature de la roche crayeuse qui est dans tous les cas fortement altérée sur une dizaine de mètres ne pouvant d'ailleurs justifier de telles irrégularités du lit.

La variation d'épaisseur des alluvions s'accompagne d'une différence dans la composition. En particulier, il est intéressant d'observer la répartition de la tourbe dans la vallée. J. GOSSELET (1895) notait déjà qu'elle était absente entre Haubourdin et Loos alors qu'elle existe largement en une ou plusieurs couches sous la ville de Lille et immédiatement en amont d'Haubourdin.

En ce qui concerne les formations pléistocènes, l'absence de terrasses limite l'analyse. Les seuls lambeaux de cailloutis fluviaux anciens n'existent qu'à Sainghin-en-Weppes, à l'état démantelé (cf. 3e partie, fig. 101) et dans le NE du Weppes où ils ont été signalés au Vert-Galant (J. LADRIERE, 1883, 1885) et à Prémescques, près du Fort Sénarmont (G. DUBOIS, 1925). Seul ce dernier gisement, occupant une position culminante, peut être mis en corrélation avec celui de Sainghin. L'hypothèse tectonique a été antérieurement proposée (J. SOMME, 1967) pour expliquer la localisation de ces rares

témoins d'une nappe ancienne. Ils occupent en effet une position synclinale de part et d'autre de l'axe du Mélantois. Au centre du Weppes, dans le prolongement de l'anticlinal d'Haubourdin, les sommets sont dépourvus de cailloutis. Au Fort d'Englos, point culminant de la région (49 m), l'ancien forage n'a rencontré que les formations limoneuses (Weichsélien et Saalien) sous une épaisseur d'une dizaine de mètres. Le prolongement de la butte à Ennetières-en-Weppes (alt. 40) ne comporte plus que la stratigraphie typique du Pléistocène récent régional (cf. J. LADRIERE, 1885). Il en est de même entre Loune et Prémesses, autre zone culminante du Weppes (A. BRIQUET, 1905), et à Escobecques. Au S d'Englos, la briqueterie d'Hallennes-lez-Haubourdin exploitant le sommet de l'interfluve permet de confirmer ces anciennes observations (cf. 3e partie). Dans toute cette région, le Pléistocène est formé, sous le loess de couverture du Weichsélien supérieur, de formations provenant surtout du remaniement de l'Eocène.

Il est donc possible d'envisager, à partir de ces données, que l'érosion encore importante jusqu'au Weichsélien moyen soit liée en partie à une tendance tardive au soulèvement. Ce facteur intervient plus nettement encore dans l'explication du caractère très récent du dégagement de la surface infralandénienne dans le Mélantois qui fait figure de zone originale parmi les régions crayeuses du Nord. Le sol éémien est toujours absent sous la couverture limoneuse essentiellement constituée par le loess de couverture, y compris sur les éléments résiduels de Landénien en place (ex. Mont Sainghin, Cité Scientifique d'Annapes).

Le talus méridional du Ferrain se développe en fonction de conditions similaires à celui du Pévèle au contact Yprésien-Landénien. En effet si les sables d'Ostricourt sont subaffleurants sur la partie orientale du versant (Hempont, briqueterie de Hem), ils sont également entaillés vers l'W par la dépression de la Marque, mais masqués par les formations quaternaires de la vallée qui dépassent 25 m à Marquette. L'Yprésien subsiste au fond du talweg seulement à partir de

Wambrechies, à peu près à la limite de la Plaine de la Lys. Il s'agit donc du même type de talus d'érosion différentielle, inégalement fossilisé, avec une pente moyenne subaérienne comprise entre 4 et 10 %, la vigueur la plus grande se réalisant entre Hem et Wasquehal. Comme dans le Pévèle, le relief s'adoucit au N et s'étire en collines laniérées et étagées coïncidant en partie avec les unités lithostratigraphiques de l'Yprésien. Le talus du Ferrain diffère donc essentiellement par l'existence à son pied d'une vallée continue dont le colmatage est plus épais et par un tracé plus rectiligne encore que ceux inflexions géométriques s'observent à Croix et à Mouvaux pour qu'ensuite les orientations N-S se conjuguent avec la précédente, à l'approche de la Plaine de la Lys.

Le talus, comme la vallée de la Marque, est lié à la faille de Bailleul qui crée un dispositif de blocs basculés. L'accident doit agir beaucoup plus par les dislocations et les variations de pendage qui en résultent que par le rejet global. La butte témoin yprésienne du Fort de Mons et de Saint-Maur avec la dépression du courant de Maître David et du Faubourg de Fives, qui sont localisés au niveau de la flexure de l'anticlinal sont sans doute liés à un accident de même type mais de regard N (faille d'Armentières). Le Landénien en place disparaît plus brusquement que ne l'indique la carte géologique : à l'An 40, au S de Mons-en-Baroeul, il n'y a plus que 2 ou 3 m d'Eocène sous les formations quaternaires de versant. Les variations de pendage de l'Yprésien et la dissymétrie des buttes, dont le versant SW est légèrement plus marqué, les deux phénomènes étant étroitement liés, indiquent une structure quadrillée complexe qui apparaît aussi dans les anomalies des cartes structurales du Crétacé montrant un faisceau d'ondulations. Au droit de ces deux buttes se situent justement les redants du talus du Ferrain.

Si l'on considère les valeurs et les anomalies d'épaisseur des formations qui colmatent les talwegs de la Deûle et de la Marque, il semble nécessaire d'admettre des déformations néotectoniques. En

effet les épaisseurs maxima des alluvions de la Deûle en aval de Lille et surtout de la Marque en aval de Wasquehal sont de l'ordre de 25 m au moins (cf. A. BONTE, 1955) ce qui porte la base du Quaternaire vers la cote -10. Les sondages profonds sont insuffisamment nombreux en aval de Wambrechies, où sont enregistrées les valeurs précédentes, pour suivre le tracé de la vallée fossile de la Deûle. Les forages effectués le long de la Lys en aval d'Armentières n'indiquent un creusement équivalent à celui de Lille qu'au-delà de Comines. L'anomalie du colmatage de la dépression au N de l'anticlinal du Mélandois pourrait ainsi s'expliquer par une tendance à l'affaissement postérieur au creusement maximum de la vallée. Il est remarquable de constater que l'amplitude des déformations quaternaires -depuis le Pléistocène moyen- observée à partir de l'exemple de la Deûle lilloise atteint une valeur proche de celle du rejet des accidents de la structure régionale dans l'Eocène. Cela confirme le caractère instable de l'évolution tectonique dont on ne peut mesurer qu'un bilan global.

La région de Lille confirme donc la complexité des facteurs tectoniques dans la morphologie d'érosion différentielle liée au contact Yprésien-Landénien. Le terme de "cuesta d'argile" ne recouvre qu'un aspect de ces talus monoclinaux et on peut penser que les formes similaires reconnues en Belgique, parfois en sondages (G. DE MOOR, 1963) sont en fait liées à une structure de blocs fracturés et basculés. L'exemple lillois montre aussi que dans l'évolution du relief du bas pays, il faut tenir compte d'une continuité des mouvements tectoniques, conclusion qui rejoint celle tirée de l'analyse de la bordure artésienne.

2 - Les Plaines de la Lys et de la Scarpe

La Plaine de la Lys est l'une des formes les plus originales du bas pays, définie par J. GOSSELET (1894, 1920) qui mettait l'accent, ainsi que A. BRIQUET (1906) et G. DUBOIS (1925b) sur une origine strictement fluviale. Récemment, R. PALPE (1965) a proposé

une explication faisant intervenir l'action combinée de la tectonique et de l'érosion.

L'originalité insolite de la Plaine de la Lys réside dans le caractère géométrique de son dessin rehaussé et confirmé par le modelé interne et par la forme du talus bordier. Cette vaste dépression, dont l'altitude moyenne est de 17 m, a une forme générale de quadrilatère allongé de l'WSW à l'ENE sur une longueur de 45 km entre la bordure artésienne et Werwick (fig. 11). La forme est en fait d'une géométrie plus complexe, ce qui entraîne une largeur variable (max : 25 km entre Hazebrouck et Aubers), car la plaine, largement développée au SW, tend à se fermer le long de la Lys à son extrémité orientale, ce qui apparaît bien dans le tracé de l'isohypse de 20 m qui marque la limite. De plus la bordure est affectée d'une série d'inflexions rigides dont l'une des plus nettes est formée par le rentrant d'Hazebrouck, ce qui réduit la largeur à moins de 16 km au niveau de Sailly.

Cette vaste dépression géométrique complexe recoupe en quelque sorte à l'emporte-pièce la topographie générale environnante du bas pays, phénomène surtout caractérisé à sa bordure N dominée par des croupes culminant tantôt à 40 m (Boeseghem, Borre, Météren, Bailleul), tantôt à 60-70 m (Morbecque, Strazeele, Nieuwkerke). Les vallées relativement étroites de l'Artois, du Houtland et du Weppes disparaissent brusquement à leur entrée dans la plaine. Il est remarquable de constater que le tracé de l'isohypse de 20 m, dans la plupart des cas, ne présente pas de rentrant au débouché de ces talwegs. Seules la Lys et la Deûle font quelque peu exception, mais ces rivières traversent en étrangères la dépression qui, comme l'avait bien montré J. GOSSELET, ne peut pas être désignée du terme de "Vallée de la Lys", comme à l'amont d'Aire ou à l'aval de Werwik.

L'anomalie que constitue la "Plaine de la Lys" est rehaussée par la forme du talus bordier. Celui-ci s'impose dans le paysage, même le long de l'autoroute A 25, non seulement par son tracé aux

trahçons rectilignes, mais par les valeurs anormales de sa pente qui tombe sur une surface apparemment horizontale à partir de l'altitude

19. Dans le Weppes (J. SOMME, 1966), les pentes supérieures à 3,5 % sont localisées presque exclusivement le long du talus (fig. 7), ce qui détermine une dissymétrie générale de ce "petit plateau" (J. GOSSELET, 1894 a). Sur le versant du Weppes comme sur celui du Houtland et du Ferrain, la pente moyenne du segment maximum atteint fréquemment 6 % à 10 %, les valeurs les plus fortes dépassant localement 14 % (Prémesques, Ennetières, Mont de Merris au SE de Strazeele, Mont de Lille au SE de Bailleul) quelle que soit l'orientation. La lithologie dont le rôle est sensible pour des versants d'autres régions voisines, n'est pas ici un facteur de différenciation car les fortes pentes du talus se réalisent aussi bien dans l'argile yprésienne seule que dans la superposition de cette argile au sable landénien qui intervient à Ennetières-en-Weppes au niveau du prolongement de l'anticlinal du Mélantais et localement à la bordure de l'Artois. Si certaines croupes qui dominent le talus sont couronnées par des éléments de cailloutis anciens, notamment celles qui culminent vers 60 m (Morbecque, Strazeele, Wervicq-Sud), d'autres, situées vers l'alt. 40, en sont dépourvues (Prémesques, Ennetières, Aubers, Mont de Lille). Le style de la bordure ne change qu'au S, au contact des pays artésiens, avec un versant plus irrégulier dans son tracé et sa vigueur, ce qui traduit une certaine influence de la lithologie du substrat (Crétacé, Landénien ou Yprésien). Mais le contact, toujours sensible, montre encore un dessin très géométrique avec les promontoires d'Isbergues et de Hinges et des versants insolites (plus de 6 %) orientés vers le N (Mont-Bernenchon).

Le fond de la plaine n'est pas horizontal, mais accuse une double pente générale vers l'axe de la Lys (fig. 11) qui est à moins de 15 m dès Merville. Or le tracé des isohypses de 17,5 et de 16,25 m se moule sur celui de la bordure, ce qui détermine une dépression presque fermée entre Saint-Venant et Armentières, avec une convergence hydrographique d'autant plus nette que l'on restitue les anciens

drains naturels de la plaine. J. GOSSELET (1921 b) a ainsi montré que le Courant de Météren était purement anthropique, ce que confirme l'analyse des profils (J. SOMME, 1965 b), et que la Météren Beque appartenait naturellement au bassin de la Bourre qui forme avec la Clarence la convergence principale de Merville.

Pour expliquer l'existence de la Plaine de la Lys, J. GOSSELET (1894 a, 1920 b) et G. DUBOIS (1925 b) ont fait appel à une origine fluviatile. Le premier attribue à la Lys, éventuellement renforcée par l'apport ancien de l'Aa s'écoulant par le Neuffossé (cf. A. BRIQUET, 1905 b) le creusement de cette plaine, tout en n'excluant pas totalement un affaissement de la Flandre lié aux failles épicrotacées. Montrant que le limon de la plaine est d'âge pléistocène (cf. carte géol. Lille 1/80 000 2e édit., 1896), contrairement à l'ancienne conception de MEUGY et POTIER, il situe ce creusement essentiellement au Campinien en se référant au système stratigraphique de RUTOT.

Pour G. DUBOIS, la masse limoneuse de la plaine proprement dite (16-21 m), qui se distingue de la plaine alluviale moderne (13 m à Armentières), est formée d'alluvions fluviatiles sablo-argileuses recouvertes d'un manteau de limon. La Plaine de la Lys constitue donc, pour cet auteur, une terrasse alluviale typique, basse terrasse d'âge monastirien par suite de son altitude relative (8-10 m) et absolue (18-20 m). L'escarpement bordier, surtout étudié dans le Weppes, est interprété comme le rebord d'une terrasse plus ancienne, tyrrhénienne.

Ces conceptions s'appuyaient sur l'interprétation des formations quaternaires de la plaine. Or s'il existe bien des dépôts fluviatiles, ils se localisent dans les talwegs fossiles relativement étroits de la Lys et de ses affluents dont le fond est à une cote inférieure à 0 NGF à partir d'Erquinghem-sur-la Lys en amont d'Armentières (épaiss. 18 à 20 m). Par contre, les formations limoneuses qui

tapissent en couverture la plaine sous une épaisseur réduite (2 à 6 m) (fig. 123) appartiennent à une stratigraphie de versant dominée par la sédimentation nivéo-éolienne, la région faisant partie de la zone de transition du Pléistocène récent (R. PAEPE, 1964 ; cf. 3e partie). Comme le soulignait J. GOSSELET (1920 b), il n'existe pas de nappe de "diluvium" sur la Plaine de la Lys, les seuls dépôts sablo-caillouteux correspondant à un épandage fluviatile se localisant en cônes au débouché des talwegs septentrionaux. La coupe de Quesnoy-sur-Deûle (fig. 77) fournit un exemple voisin de ce type de dépôt mis en place par un écoulement anastomosé au pied du talus. L'interprétation de G. DUBOIS qui faisait de la Plaine de la Lys une vaste terrasse ne peut donc être retenue.

De même il n'est pas possible de voir dans le talus bordier un rebord de terrasse. L'analyse de G. DUBOIS reposait uniquement sur les données du versant du Weppes où l'allure de la forme pouvait suggérer cette interprétation. En fait, s'il existe quelques témoins de nappes fluviatiles caillouteuses, fortement démantelées, sur les parties culminantes du Weppes (ex. Sainghin-en-Weppes, fig. 101), leur localisation et leurs conditions de gisement sont sans rapport avec la position et le modelé du talus bordier. Il en est de même au contact du Ferrain et du Houtland. Au Mont de Lille (alt. 43 ; S de Bailleul), par exemple, l'argile yprésienne est subaffleurante sur le sommet comme sur le versant.

La Plaine de la Lys est donc globalement une forme étrangère à la morphologie fluviale régionale. De même qu'elle recoupe à l'emporte-pièce le relief environnant où subsistent des témoins fluviatiles anciens mis en place selon une toute autre topographie (cf. 6e partie), elle montre au niveau du substrat yprésien une morphologie différenciée, attestée par les variations d'épaisseur de la couverture (fig. 123 ; R. PAEPE, 1965 c) et marquée en particulier par un système de dépressions ou de talwegs dont certains sont totalement fossilisés. Les sondages de l'autoroute A 25 (J. LEPLAT, 1965) l'ont

révéle dans la partie septentrionale de la plaine, entre Erquinghem-sur-la Lys et Bailleul où l'argile des Flandres n'a été atteinte qu'à -1 et -4 m, au niveau de la Grande Becque de Steenwerck, alors qu'immédiatement à l'W elle se trouve à +15 ou +16 m, les limons n'ayant une épaisseur que de 2 ou 3 m (fig. 124). On peut estimer que le versant fossile a une pente moyenne de 3 %. Une situation identique se reproduit au SE d'Armentières (base du Quaternaire : -7 à Erquinghem-Armentières, +15 à La Chapelle d'Armentières). La rareté relative des données profondes dans cette région agricole ne permet pas d'établir une cartographie précise de ce relief fossile qui est le fait primordial à envisager pour expliquer la forme d'ensemble (+).

L'hypothèse tectonique s'impose pour rendre compte de la manière la plus satisfaisante de la Plaine de la Lys et de sa bordure, comme l'a proposé R. PAEPE (1965 c). Pour cet auteur, les formes résultent de l'action combinée de la néotectonique et de l'érosion, la cuvette subsidente de la Plaine de la Lys étant formée de plusieurs compartiments de blocs basculés dont les pulsations successives ont déterminé une mosaïque qui se reflète dans la morphologie actuelle, héritée des phases moyenne et récente du Pléistocène.

L'individualité de ce domaine structural compris entre le Brabant et l'Artois est effectivement présente au niveau du socle (fig. 16) caractérisé par l'apophyse silurienne de Merville (J. GOSSELET, 1905 c ; C.F.P. (M.) et al, 1965 ; R. LEGRAND, 1968) qui aurait été affecté ultérieurement d'une inversion tectonique. La carte des isobathes du toit du Primaire (fig. 108) forme un golfe sous la plaine dont le dessin épouse celui de la dépression, dispositif que l'on retrouve au niveau des horizons-repères de la couverture secondaire et tertiaire. L'ancienneté de la cuvette, soulignée par R. PAEPE, est confirmée par l'épaississement du Crétacé terminal (fig. 20). Les données paléogéographiques de l'Eocène (cf. 2e partie) ont montré

(+) Dans le cadre du levé en cours de la carte géologique détaillée d'Hazebrouck 1/50 000 (J. VOGT, R. PAEPE et J. SOMME) des campagnes de sondages ont été prévues à cette fin.

qu'à partir de l'Yprésien ce domaine appartient à la zone surélevée, les littoraux de la fin de l'Eocène se cantonnant au niveau des Monts de Flandre : c'est l'exemple du style de pulsation qui a dû se poursuivre pour ce domaine instable durant tout le Cénozoïque.

Or les seuls horizons-repères les plus récents de la structure dont on dispose pour reconstituer cette évolution tectonique sont les toits de la craie et du Landénien, ce qui à l'évidence ne permet que d'établir un bilan géométrique statique. La structure la plus précise est celle qui ressort de la carte du sommet des sables landéniens (G. WATERLOT, 1957 ; 1969 b ; J. MANIA, 1971) (fig. 111). Elle montre que le sous-sol de la Flandre est affecté d'une série d'abaissements et de surélévations dissymétriques de faible amplitude d'orientation WNW-ESE, prolongeant les accidents de la région lilloise : anticlinal de Quesnoy-sur-Deûle-Eecke faillé sur son flanc S par l'accident de Bailleul, synclinal de Météren, anticlinal d'Haubourdin-Hazebrouck (La Canewelle), synclinal d'Estaires-Neuf-Becquin-Morbecque-Wallon-Cappel. Mais dès la bordure du Weppes, les ondulations, tel l'anticlinal du Mélantais, perdent de leur netteté et la structure de la Plaine de la Lys se définit beaucoup mieux par un système de dômes et de cuvettes dont le dessin est la reproduction soit directe, soit inverse de la géométrie du relief (fig. 122). Des indices fournis par les sondages montrent que des anomalies de cotes semblables à celles relevées entre les deux sondages de Bailleul (J. GOSSELET, 1898 e) s'observent aussi en d'autres points (ex: Merville, Isbergues) (cf. chap. 1).

A Erquinghem-sur-la Lys, un ancien sondage situé à la sortie SW d'Armentières près du canal (n° 118 de J. GOSSELET ; feuille Hazebrouck 1/25 000 n° 4, sond. B.R.G.M. n° 13 ; x = 636,60 ; y = 331,71 ; z = 17) (PAGNIEZ et BREGI, 1905, p. 268) a révélé un "paléocreux" de la surface du Primaire marqué par un épaississement du Crétacé et du Landénien, ce dernier ayant 20 m de plus qu'aux alentours avec une sédimentation plus argileuse, anomalie que J. GOSSELET interprétait par une faille (1905 a, 1906 a). Cette faille d'Armentières,

de regard méridional dans la couverture secondaire et tertiaire, inverse de celui du Primaire, affecterait le flanc S d'un léger bombement anticlinal qui entraîne l'absence locale de l'Yprésien à la base du Quaternaire dans Armentières (fig. 122). Son rejet, atténué dans l'Eocène (environ 10 m), se marquerait encore dans le Pléistocène car les alluvions de la Lys fossile sont plus épaissies au S de la faille (24 m contre 18 m) (cf. R. PAEPE, 1965 c). L'accident pourrait d'ailleurs être plus complexe car la carte des pétroliers (C.F.P. (M.) et al, 1965) suggère dans le Paléozoïque un décrochement au niveau de la Lys entre la faille de Bailleul (+) et celle de la Citadelle de Lille, ce qui serait la confirmation de l'hypothèse de J. GOSSELET selon laquelle la vallée de la Lys correspondrait à une faille d'Erquinghem à Erclinghien. Cet exemple qui peut être comparé à celui de Don sur la Haute Deûle, montre donc une fois de plus que les "paléocreux" sont certainement en relation avec un système de fractures orthogonales.

Il est donc logique de penser que les failles et fractures, à l'image de celle de Bailleul, sont beaucoup plus fréquentes et que la structure de la Flandre est formée de blocs ondulés et basculés qui rompent la continuité des accidents, laquelle n'est plus le fait tectonique majeur.

Comme l'a montré R. PAEPE (1965 c), une telle interprétation permet de rendre compte du caractère orienté de la morphologie, les escarpements et les tronçons de vallée s'alignant en deux faisceaux orientés vers le NW et vers le NE. Il existe plus exactement deux systèmes d'orientation obliques partageant la Plaine de la Lys en deux parties de part et d'autre de Saily, les alignements NNE-SSW et W-E dominant au SW alors qu'au NE prévalent les directions NE-SW et NW-ESE. Ce changement correspond à l'inflexion générale de la trame structurale paléozoïque, observable avec le grand accident du socle qui limite l'apophyse silurienne de Merville (cf. R. LEGRAND, 1968). L'entrecroisement de ces multiples directions, comme dans les autres

(+) Cette faille ainsi désignée semble correspondre plutôt à la faille d'Armentières et est donc distincte de la faille qui limite l'anticlinal de Quesnoy-sur-Deûle, communément désignée par le terme de faille de Bailleul. Les deux accidents se rejoignent d'ailleurs au niveau de cette ville.

régions-charnières semblables du Nord, détermine un système de blocs en forme de coins qui se retrouve dans le tracé du talus de bordure. Si l'absence de sondages profonds suffisamment denses ne permet pas de préciser exactement la position et les caractères géologiques des accidents tectoniques responsables de ce talus, il faut noter que son pied correspond à la zone la plus mal drainée de la plaine avec développement local de tourbe et qu'il s'est révélé être une source de difficultés géotechniques particulières lors des travaux effectués au niveau de l'autoroute à Ennetières (observations personnelles lors de la pose d'une conduite d'eau enterrée en 1967).

À l'intérieur de la plaine, si le drainage général est de type synclinal accusant le phénomène subsident, comme les caractères hydrogéologiques de la nappe des sables landéniens (cf. J. MANIA, 1971), le fait essentiel est surtout la convergence de Merville qui correspond à la principale cuvette structurale. Les variations d'épaisseur du Quaternaire qui révèlent la morphologie fossile et qui montrent une alternance de zones à faible recrouvement (inférieur à 5 m) et à plus forte couverture (supérieure à 5 m) ont été mises en relation avec les influences tectoniques (R. PAEPE, 1965 c). Mais les données demanderaient à être plus denses pour reconstituer exactement le tracé des vallées fossiles, surtout en amont de Merville. Il est cependant établi que le talweg de la Lys se creuse très rapidement en aval de Saily où les épaisseurs des formations doublent en quelques kilomètres, passant de 10 à plus de 20 m, ce qui correspondrait à un mouvement de bascule entre les deux parties de la plaine selon un axe qui, parallèle à l'anticlinal d'Haubourdin-Hazebrouck, est jalonné par les vigoureux talus de Strazeelle et de la vallée d'Ennetières, lesquels marquent un changement d'orientation de la bordure de la plaine. On remarque également (fig. 123) que les zones à faible couverture quaternaire tendent à se localiser d'une part à l'aplomb des aires anticlinales, d'autre part sur la rive gauche de la Lys qui présente un certain changement de style structural avec des ondulations de nouveau mieux marquées, ce qui pourrait s'accorder avec l'hypothèse de J. GOSSELET d'une longue dislocation suivie par le talweg de la Lys. Au S,

entre Aire et Lillers, une zone de Quaternaire plus épais, assez mal connue, coïncide avec le contact Yprésien-Landénien qui forme une dépression monoclinale fossilisée, comme dans la plaine maritime entre Ardres et Calais (cf. 5e partie), ce qui montre la généralisation de cette forme structurale de la limite Crétacé-Eocène dans toute la région du Nord.

La Plaine de la Lys est donc un exemple particulièrement évident du rôle de la néotectonique, les formes résultant d'une action combinée de la tectonique et de l'érosion. Cette évolution subsidente de la plaine qui a déterminé les grandes lignes de la morphologie actuelle n'apparaît qu'au cours du Pléistocène moyen, postérieurement aux épandages caillouteux qui tapissent les collines avoisinantes vers l'alt. 60 (cf. 6e partie). L'essentiel du relief est établi au Saalien car les formations du fond des talwegs fossiles dans la région d'Armentières datent de cette phase, de même que les limons anciens, surmontés du sol de Rocourt, conservés dans la même partie de la plaine (Nieppe, Warneton). Il n'y a pas d'évidence de dépôts antérieurs au Saalien. Les déformations ont continué tardivement, en particulier le mouvement de bascule de la partie N qui est attesté par l'épaississement des dépôts émiens avec tourbe profonde dans le talweg de la Lys, comparable aux données stratigraphiques des vallées de la Marque et de la Deûle autour de Lille. R. PAEPE (1965 c), qui a mis en évidence cette déformation à l'Eemien, attribue à cette phase le rétablissement d'un écoulement continu, quoique difficile, vers le NE, alors qu'au Weichsélien un affaissement lent et peu profond a, concurremment avec le colmatage, rétabli le bassin fermé avec régime lacustre. Le tracé des isohypses suggère que cet affaissement s'est poursuivi à l'Holocène. En effet, le creusement tardi et post-glaciaire n'est sensible qu'en aval d'Armentières où les plaines alluviales récentes de la Lys et de la Deûle s'encaissent légèrement.

La Plaine de la Scarpe est une dépression comparable à la Plaine de la Lys. Si ses dimensions sont plus réduites puisqu'elle ne s'étend que sur une trentaine de kilomètres avec une largeur maximum de douze, elle forme une dépression presque fermée s'allongeant selon la même orientation et présentant la même altitude moyenne (fig. 12). L'analogie est également frappante en ce qui concerne le dispositif hydrographique de la Scarpe et de l'Escaut, cette dernière ayant un tracé semblable marqué par un coude brutal au niveau de Condé. Là encore, cette dépression est sans rapport avec le drainage actuel représenté par la Scarpe et elle ne peut se définir en terme de vallée. L'évidence est ici particulièrement flagrante puisque la Scarpe de Douai qui traverse la plaine n'est que le prolongement artificiel réalisé au Moyen Age de la Scarpe d'Arras qui rejoignait initialement le Sensée (J. L. DRIERE, 1888 b ; J. GOSSELET, 1897 b ; cf. 5e partie). Si les sondages sont d'une interprétation délicate par suite d'un substrat antéquatenaire formé par le Landénien, il n'y a pas d'indication de la présence d'un talweg fossile. L'ensemble de la plaine est tapissé d'un manteau limono-sableux ne dépassant guère 5 m d'épaisseur, dont la partie superficielle est tourbeuse dans l'axe de la dépression. Pourtant la dépression s'évase profondément avant de se terminer par un resserrement, sur la vallée de l'Escaut dont la pente est plus forte et qui est à la fois encaissée et colmatée par des alluvions, grossières (silex) à la base, d'une dizaine de mètres d'épaisseur et qui présente une large terrasse au N de Raismes (fig. 127). Le profil de la Scarpe de Douai prolongée à l'avant par l'Escrebieux qui est la véritable rivière de cette plaine recoupe celui de l'Escaut et passe au-dessous. La dépression de la Scarpe est ainsi posée aux hommes des problèmes similaires à ceux de la Plaine de la Lys pour l'organisation de l'écoulement des eaux superficielles (R. BLANCHARD, 1906; R. DION, 1971).

La Plaine de la Scarpe diffère cependant de la précédente par un dessin d'ensemble plus simple et une bordure dont le tracé est beaucoup moins géométrique et la vigueur atténuée. Les versants de

l'Ostrevent et du Pévèle n'ont pas une rigidité comparable au talus bordier du Houtland ou du Weppes. Cela tient surtout aux conditions lithologiques du substrat landénien sableux dans lequel se développe la bordure de l'Ostrevent. Les conditions structurales rendent compte par ailleurs de l'atténuation du versant du Pévèle dont le sommet voit la terminaison en biseau de l'argile yprésienne (briqueterie d'Orchies).

La structure de la Plaine de la Scarpe est relativement mieux connue que celle de la Plaine de la Lys grâce aux sondages houillers, encore que la densité des données concerne surtout la partie méridionale, l'Ostrevent et le Valenciennois. La carte du toit de la craie révèle un dispositif synclinal complexe dont l'axe tend à se situer au N de la Scarpe canalisée (fig. 113, H, J ; fig. 127). Il s'agit de la terminaison orientale du bassin d'Orchies séparé de la dépression de la Haine par une légère surélévation structurale entre Saint-Amand et Condé, dont la direction est conforme à l'orientation générale des ondulations dans cette partie orientale de la région.

Dans le détail, cette structure ne se superpose pas exactement à celle révélée par les cotes du toit du Turonien moyen (cf. fig. 109), cela tenant à la permanence des mouvements tectoniques qui a entraîné les variations latérales de la stratigraphie et aux caractères de la surface infra-landénienne qui se développe sur le Turonien supérieur et les termes de la série sénonienne, dans une région bordière comme le montre la paléographie du Crétacé et de l'Eocène (cf. 2e partie). A plus forte raison n'y-a-t-il pas coïncidence avec la structure mise en évidence au toit du Primaire. Les mouvements tectoniques mésozoïques et cénozoïques ne sont pas le simple fait du jeu des anciennes structures hercyniennes, mais se sont produits aux points de moindre résistance du socle, seuls quelques accidents anciens ayant pu rejouer, parfois en sens inverse. Plus largement à l'anticlinal silurien est superposé un synclinal crétacé qui devient, au Tertiaire, le bassin d'Orchies (J. DESOIGNIES, 1973). Les différents axes se trouvent donc décalés, en même temps que

l'amplitude des déformations tend à s'atténuer à la base du Landénien. C'est en particulier le cas au niveau des "paléocreux" qui forment deux chapelets E-W (cf. 2e partie). Cependant certains affectent encore nettement la stratigraphie éocène, comme celui de Raisues (cote du toit de la craie à -39 ; sond. B.R.G.M. 3-181 fle Valenciennes 1/50 000) (fig. 127) et d'une façon générale ceux de la partie orientale qui prolonge plus directement la dépression de la Haine.

L'hypothèse d'une origine néotectonique pour la plaine de la Scarpe trouve son fondement dans la similitude de ses caractères structuraux avec ceux du bassin de la Haine (cf. 2e partie ; 4e partie, chap. 1). Or le style du mobilisme tectonique de cette région montre qu'il est aléatoire de se fonder étroitement sur une structure définie à partir d'une stratigraphie-repère ancienne pour apprécier son influence sur le relief.

La complexité des rapports entre le relief et la structure résulte surtout de la complexité de cette dernière. Le cours de l'Escaut est commandé par un réseau d'accidents qui, obliques en amont de Valenciennes, deviennent orthogonaux en aval avec l'accentuation du style de dômes et cuvettes illustré par les "paléocreux". C'est au niveau de cette ville que se situe en quelque sorte la limite morpho-structurale du haut pays, ce qui se marque à la fois dans l'approfondissement et l'évasement de la vallée avec développement d'un faciès de "tufs" holocènes et dans la présence d'un cône d'alluvions anciennes formant terrasse sur la rive gauche entre Bruay et Bruille-Saint-Amand (J. GOSSELET, 1921 ; A. LEQUEUX, 1934). Cette accumulation qui vient butter contre la bordure crétacée a d'ailleurs dû rejeter légèrement au N le creusement ultérieur de l'Escaut.

Le dispositif morphologique de la vallée de l'Escaut est donc comparable, quoiqu'en plus simple puisqu'il n'existe qu'une seule terrasse réduite à un cône localisé, à celui des vallées artésiennes à leur débouché dans le bas pays. Il a l'avantage de se situer en

dehors de la Plaine de la Scarpe, cette indépendance fournissant une preuve de l'origine tectonique de cette dépression. Il paraît en effet évident que cette dernière n'existait pas lors de l'établissement du réseau de la Scarpe d'Arras-Sensée-Escaut. La facilité avec laquelle le drainage de la Scarpe a pu être détourné vers la plaine au niveau de Douai aux temps historiques en est une autre démonstration. L'hypothèse d'un cours ancien plus direct de l'Escaut vers le N au niveau de Denain, dans le prolongement de l'Ecaillon, qui a été envisagée à la suite de J. CORNET (1906) ne repose que sur une interprétation topographique (seuil à moins de 35 m d'altitude). D'ailleurs, même si cela était, ce drainage serait antérieur à l'accumulation d'alluvions anciennes de la forêt de Raismes qui n'a pu être provoqué que par l'Escaut dont le tracé était identique à l'actuel.

Les indentations de la bordure méridionale de la Plaine de la Scarpe sont en relation directe avec la structure des "paléocreux". Il en est de même pour la zone dépressionnaire de Raismes où l'épaisseur et le faciès des formations pléistocènes du Marais de Beuvrages n'excluent pas un exutoire momentané de l'Escaut, à moins qu'il ne s'agisse d'une subsidence récente à l'image de la poche de Don. Ce secteur appartient de toute façon à l'ensemble plaine de la Scarpe-bassin de la Haine.

On est amené à admettre une subsidence différentielle ayant affecté tardivement la partie occidentale de ce domaine occupée par la plaine de la Scarpe, cette évolution tectonique affectant une structure générale dissymétrique comportant une mosaïque de blocs qui décale l'axe des ondulations longitudinales. La direction NS des failles de Douai et d'Orchies se retrouve dans l'agencement structural du Crétacé vers Saint-Amand (fig. 127). Le relief résulte d'une action combinée de la tectonique et de l'érosion, celle-ci s'adaptant à une trame structurale complexe. La bordure S de la plaine est directement en rapport avec la structure avec un modelé d'érosion différentielle secondaire lié à la conservation inégale du Landénien. Par contre ce

modélé l'emporte au niveau du rebord festonné du Pévèle, échancré par des talwegs de type synclinal. La faiblesse des pendages explique la mollesse du versant qui a évolué comme un coteau contrairement au talus de Rainbeaucourt. Cependant les décrochements entre les blocs se manifestent faiblement dans le tracé général de la bordure et celui des talwegs.

La Plaine de la Scarpe représente donc le même type d'évolution que la Plaine de la Lys, mais constitue un modèle plus simple qui permet, grâce aux données structurales plus précises, de confirmer les interprétations qui restaient partiellement hypothétiques pour la grande dépression centrale du bas pays.

3 - La Flandre intérieure

Les influences structurales sont tout autant manifestes dans le relief de la Flandre intérieure (Houtland) dont les problèmes ne se limitent d'ailleurs pas à ceux posés par les Monts de Flandre. Cependant leur analyse est rendue plus délicate par l'insuffisance des données structurales dans une région rurale peu affectée par les recherches géologiques profondes. Ainsi la compréhension de cette région à substrat essentiellement yprésien qui associe les plaines et les collines, fournissant une synthèse des paysages du bas pays, s'éclaire par les conclusions tirées des régions voisines.

Comme dans la Plaine de la Lys, mais avec des modalités différentes, le relief présente un dispositif géométrique. Cela est manifeste dans l'alignement des Monts de Flandre qui constitue un bel exemple de relief orienté. Chaque groupe de collines (Cassel et monts de la région de Bailleul) se dispose selon une double orientation, l'une principale, WNW-ESE, qui commande l'alignement général de ces hauteurs dont le prolongement se retrouve avec les collines de Renaix, l'autre secondaire, NNE-SSW, qui affecte dans le détail le dessin des divers éléments (fig. 2). Cette seconde orientation se trouve déjà

suggérée dans une carte de R. BLANCHARD (1906), mais elle a surtout été mise en évidence par A. BRIQUET (1906,e). Esquissée avec le Mont des Récollets, elle est surtout sensible avec le Mont de Boeschèpe, l'alignement Mont Noir-Mont Rouge, Mont Aigu (Scherpenberg) et l'axe du Mont Kemmel.

Cette double orientation se retrouve dans le tracé des talwegs, surtout dans le bassin de l'Yser, avec des vallées rectilignes (Peene Becque, Sale Becque, Ey Becque, Vleterbeek, Groot Beek) et des coudes relativement brusques (amont de la Peene Becque, Borre Becque, Longue Becque, Zerlebecque). Dans le détail, les affluents de l'Yser dont le bassin est d'ailleurs remarquablement dissymétrique, accusent parallèlement les mêmes déviations de cours, au N des Monts.

Malgré leur discontinuité, l'axe des Monts de Flandre forme une ligne de partage des eaux presque rectiligne. Elle ne s'infléchit vers le S qu'avec les bassins supérieurs de la Peene Becque et de l'Ey Becque, en amont de Noordpeene et de Steenvoorde, deux localités où s'opère une convergence de talwegs (Peene Becque-Ruisseau de Sainte Marie, Lyncke Becque et Steenaert Becque, d'une part ; Ey Becque, Rommel Becque et Moè Becque d'autre part). En même temps, son altitude tombe à moins de 40 m d'altitude pour séparer les cours E-W ou ESE-WNW de la Borrebecque et de la Peene Becque, ce qui isole au SE d'Hazebrouck un quadrilatère de hauteurs (région de Lynde et Sercus) pénétré par le cours en baïonnette de la Zerlebecque-Steenebecque et dominant vigoureusement (alt. 70-75 m) la plaine de la Lys et la dépression du Neuffossé.

Le système quadrillé représenté par le talus bordier de la Plaine de la Lys se retrouve ainsi dans le Houtland. Cela se manifeste surtout dans la partie méridionale, plus particulièrement dans la zone intermédiaire située entre l'axe des Monts et le massif de Lynde-Sercus où les talwegs sont dans le prolongement des segments du talus

bordier. Le même quadrillage complexe définit donc la morphologie de l'ensemble de la Flandre si l'on ajoute que la bordure de la plaine maritime traduit également une géométrie semblable.

Le Houtland est cependant une région fortement dissymétrique ce qu'accuse la simple observation des isohypses-repères (fig. 1). Au N de l'axe des Monts, l'altitude tombe très rapidement à moins de 30 m, ce qui individualise la plaine de l'Yser aux versants en très faible pente, y compris jusqu'à l'amont du bassin. Il n'existe que localement un palier intermédiaire vers 60-70 m qui rompt la dénivellation rapide du versant N des Monts. Par contre au S de cet axe se développe un système topographique étagé avec des replats d'interfluve ou des croupes isolées vers 60-70 m et 35-45 m, ensemble dans lequel s'ouvre indifféremment la plaine de la Lys. Ces reliefs s'alignent selon des orientations préférentielles correspondant au quadrillage révélé par le réseau hydrographique, encore que leur dispositif soit étranger à celui du système actuel des talwegs, selon un schéma général dans le bas pays. La bordure occidentale du Houtland, marquée par un talus au-dessus du Neuffossé, du bassin de Saint-Omer et de la plaine maritime, rappelle par son dessin géométrique le contact de la Plaine de la Lys.

Comme dans le reste du bas pays, les influences structurales sont primordiales pour expliquer les caractères majeurs de ce relief. Cette interprétation, proposée par A. BRIQUET (1906 e, 1907 b, 1919), en particulier pour les Monts de Flandre, a été récemment plus largement développée par R. PAERE (1965 c).

La structure de blocs qui prévaut à partir de la Plaine de la Lys caractérise toute la partie française de la Flandre intérieure. Cela est suggéré par les cotes du toit du Landénien (fig. 111, 125) indiquant une alternance de dômes et de cuvettes surtout sensibles dans la partie méridionale. Au dôme de la Canevelles (SW d'Hazebrouck) et à la cuvette de Vallon-Cappel, il faut d'ailleurs ajouter les surélévations de Lynde et Clairmarais séparées par une dépression inter-

médiaire. La région de Saint-Omer occupe une position anticlinale, ce qui apparaît bien sur la carte du toit du Primaire (fig. 108). La faille de Bailleul semble disparaître au niveau du Mont des Cats, le groupe de ces collines orientales occupant ainsi le compartiment soulevé, prolongement de l'anticlinal de Quesnoy-sur-Deûle (cf. G. VATERLOT, 1957, 1969^b).

La structure est en fait plus complexe comme le montrent les données de la région de Steenvoorde. A Godewaersvelde, le sommet du Landénien n'est encore qu'à la cote -46 alors qu'il n'est atteint qu'à -60 m au S d'Eecke (fle Steenvoorde géol. 1/50 000, sond. n° 6-10 et 5-38). Les sondages de Steenvoorde permettent de supposer que la faille de Bailleul est relayée par un autre accident de faible rejet un peu plus au N. Entre Poperinge et Watou, le même horizon-repère est déprimé de 20 m en moins de 2 km alors qu'au-delà il s'enfonce très lentement. Dans les deux cas, ces anomalies structurales se marquent dans le relief par un talweg orthogonal à l'Ey Becque dont l'orientation est conforme à l'accident, avec une convergence hydrographique en amont, dispositif qui rappelle inmanquablement ceux de l'Artois. Or l'axe selon lequel s'opèrent les décrochements est jalonné par le cours remarquablement rectiligne de la Vleterbeek dans le prolongement duquel se situent au S le Ruisseau du Galge et le segment du talus bordier de la Plaine de la Lys entre Hazébrouck et Aire. C'est au niveau de cet alignement que R. PÆPE place un axe d'inversion (1965 c). On peut en outre observer que vers le S, il se prolonge par la vallée de la Laque à partir de laquelle les failles artésiennes changent de direction en se décomposant en plusieurs faisceaux. On note enfin que le Mont des Cats et ses voisins occupent l'un des coins de cette structure quadrillée. Le relief de la région de Cassel suggère un dispositif semblable.

Si l'argile des Flandres se prête mal aux observations géologiques, en dehors de quelques cas comme celui de la Briquette-rie de Bailleul qui montre des pendages insolites, de l'ordre de 30 °,

à proximité des failles de Bailleul et d'Armentières, la série adjacente (Eocène et Diestien) fournit des indications plus nombreuses. Les petites failles et les pendages observés dans les formations des Monts des Cats et de Boeschève sont conformes à l'orientation de cet alignement secondaire et parallèles ou légèrement obliques à l'axe de la Vleterbeek (fig. 49) (cf. 2e partie). Des dislocations de même direction existent également au Mont Rouge, au Mont Aigu, au Mont Femmel et au Mont des Récollets (DEBRAY, 1875 ; BOUSSEMER, 1884 ; A. BRIQUET, 1906 e, 1919 ; L. DUDLEY-STAMP, 1919 ; M. LERICHE, 1921a). Alors que la plupart des auteurs n'y voyaient que de simples failles de glissement, A. BRIQUET insistait sur leur signification tectonique. Son interprétation s'appuyait également sur les pendages de l'Eocène et les basculements observés dans la couverture diestienne : dénivellation d'au moins 25 m du S vers le N pour le Diestien du Mont des Cats avec un axe synclinal intermédiaire, d'au moins 15 m au Mont de Boeschève avec des failles en escalier et un relèvement général vers le N où le Diestien butte contre l'Eocène supérieur. La même complexité se retrouve dans tous les Monts de la Flandre et le détail de la morphologie (orientation et raideur inégale des versants) est toujours en conformité avec cette structure de blocs basculés qui conditionne donc étroitement la conservation de ces buttes.

L'influence structurale intervient encore d'une autre façon dans le modelé du Houtland, sous la forme des contrastes lithologiques. Ainsi que l'avait tenté G. DUBCIS, le système de collines étagées a parfois été interprété en termes de terrasses. S'il existe de nombreux lambeaux de cailloutis, ils sont inégalement présents et concernent surtout les croupes supérieures (alt. 75-60 m). Par contre les replats et les buttes situées entre 30 et 45 m en sont le plus souvent dépourvus. Or leur substrat est toujours constitué par l'argile yprésienne compacte affleurante (ex. Mont de Lille au SE de Bailleul) ou recouverte de la séquence limoneuse weichsélienne (ex. Moulin du Haut Champ au S de Méteren). L'inventaire détaillé des gisements cuisiens sableux et des variations d'altitude de leur contact

avec l'argile compacte (cf. 2e partie) montre surtout que le sommet de ces reliefs est toujours proche de la limite lithologique entre les faciès argileux et sableux ou argilo-sableux (cf. R. PÂPPE, 1965 c). En effet le faciès argileux compact n'est homogène que dans la partie inférieure de l'étage yprésien (argile d'Orchies) laquelle augmente d'épaisseur du SW vers le NW et du S vers le N conformément à la configuration paléogéographique du bassin, comme le prouvent deux niveaux fossilifères repères dits de Watten et de Bailleul (cf. 2e partie ; J. ORTLIEB et E. CHELLONPEIX, 1870 ; J. GOSSELET, 1873-74 b ; E. FLAHAUT, 1913 ; L. DUDLEY-STAMP, 1920 b ; G. DUBOIS, 1920 a ; 1922 b, 1925 a, 1927, 1928 a ; C. CAVELIER, 1960 ; L. FEUGUEUR, 1963) qui demanderaient d'ailleurs à être corrélés avec les isochrones de l'Yprésien belge (cf. M. GULINCK, 1967 ; J. DE CONINCK, 1972). L'Yprésien supérieur comporte par contre des alternances de faciès argileux et sableux avant que ne s'établisse une sédimentation purement sableuse (cf. sondage de Cassel). Il existe aussi assez constamment plusieurs contacts de sable sur argile séparés par une vingtaine de mètres (L. DUDLEY-STAMP, 1920 b), ce qui entraîne l'existence de niveaux étagés dans le relief dont la dénivellation est du même ordre. Par suite à la fois des variations de puissance de l'argile inférieure et des déformations tectoniques dont l'amplitude générale n'est que d'une quarantaine de mètres dans la partie S du Houtland, les mêmes niveaux altimétriques peuvent correspondre d'un secteur à l'autre à des horizons lithostratigraphiques différents.

La région de Bailleul fournit un modèle de ces influences structurales (fig. 126). La ligne de colline qui s'étend du Ravensberg à Neuve Eglise (alt. 70-75 m) est couronnée par les sables fins cuisiers (cf. 2e partie : échantillons du Ravensberg et de Sébasto) dont la base se situe vers 60-65 m, ce qui se manifeste par des amphithéâtres à l'amont des ravins qui festonnent ce relief relativement vigoureux. Cet alignement correspond aussi au compartiment soulevé de la faille de Bailleul. Or le Mont de Lille (alt. 43) situé sur le compartiment S de la faille est uniquement constitué d'argile

yprésienne, sans témoins caillouteux autres qu'anthropiques, comme l'avait noté J. LORIE (1921), contrairement aux collines précédentes qui sont surmontées d'un cailloutis abondant (silex, grès ferrugineux). Si l'on tient compte du rejet de la faille qui est de l'ordre de 20 m, le sommet de la butte est proche de la limite du faciès yprésien sableux. Il est donc de nature directement structurale et résulte du dégagement de la couverture sableuse. Ce matériel a alimenté les dépôts pléistocènes de versant antérieurs au loess de couverture dont les témoins sont observables à la Briqueterie de Bailleul (cf. 3e partie). Il s'agit cependant d'une évolution pour l'essentiel antérieure au Weichsélien.

Cette interprétation est d'une application générale dans le Houtland pour les croupes inférieures qui se tiennent d'ailleurs, en fonction de la structure, de la stratigraphie de l'Yprésien et de l'importance de la couverture linoneuse (souvent supérieure à 5 m, dans cette partie basse et plane de la topographie), à des altitudes assez variées (30 à 50 m) et forment surtout des replats d'interfluve.

Le facteur lithologique intervient également dans l'explication des niveaux plus élevés (60 à 75 m) qui correspondent tantôt à la limite stratigraphique entre les faciès argileux et sablo-argileux de l'Yprésien qui se trouve relevée à proximité de la zone anticlinale des Monts de Flandre, tantôt à celle séparant les faciès sablo-argileux et sableux de l'Yprésien supérieur (fig. 49). Ce dernier cas se manifeste dans les replats situés vers 100 m d'altitude sur les versants des Monts dont le développement inégal est lié aux variations de pendage. Pour les buttes culminantes (70-75 m) s'ajoute un autre facteur lithologique dû à la présence d'une nappe caillouteuse à matrice argilo-sableuse qui joue le rôle de couche résistante. Ce phénomène, général dans le bas pays, se manifeste d'autant mieux par des reliefs plus marqués que la couche caillouteuse est plus importante, ce qui intervient surtout au SW du Houtland (région de Lynde et de Watten) à proximité de l'Artois.

Ces données expliquent que l'étagement du relief disparaît rapidement au N de l'axe des Monts de Flandre, en raison de la plongée générale de l'Yprésien dont les faciès tendent à perdre leurs contrastes par suite des conditions paléogéographiques (cf. fig. 22). Le faciès sableux se situe à basse altitude dans le bassin de l'Yser et l'argile yprésienne typique apparaît sous le Quaternaire vers 30-20 m. A Poperinge et à Ypres, la surface isochrone correspondant à l'apparition du faciès sablonneux se situe à +12 et +21 m (J. DE CONINCK, 1972). A Herzele, les formations marines pléistocènes reposent sur le faciès argileux vers 13 m, ce qui avait pu les faire confondre avec l'Eocène sableux (cf. 5e partie). Cette situation structurale explique aussi, en plus des phénomènes liés à la zonation climato-sédimentaire, que la couverture pléistocène soit plus nettement sableuse dans cette partie de la Flandre (cf. 3e partie).

Les variations lithologiques de l'Yprésien ont donc joué un rôle comparable dans les trois régions du Nord caractérisées par ce substrat et un modelé identique dans son étagement et ses altitudes. Le Pévèle représente un type plus simple où le phénomène est plus directement décelable par suite de l'absence de cailloutis quaternaires anciens alors qu'ils sont surtout importants dans le Houtland. Le Ferrain représente un type intermédiaire car des formations comparables tapissent les collines septentrionales (cf. G. DUBOIS, 1928 b). Son système de niveaux topographiques étagés le rapproche nettement de la Flandre intérieure et il appartient de ce fait à la même unité morphologique régionale située au S de l'axe des Monts. Comme dans le Houtland, les collines culminantes du Ferrain, séparées par des vallées dissymétriques (alt. 60 m), sont couronnées par une mince couche de sables yprésiens avec de nombreux débris de grès de type panisélien (E. CHELLONNEIX, 1875b; J. ORTLIEB, 1875a; J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1879b; DUCAMP, 1894 ; G. DUBOIS, 1928b; C. CAVILLER et C. JAVEY, 1967), et le passage entre l'argile compacte et l'argile sableuse détermine le dégageement d'un niveau topographique

inférieur (alt. 40 m environ). Le travail de l'érosion, imputable au Quaternaire ancien, dans ces régions yprésiennes a donc été guidé par des influences lithologiques différentielles. La coïncidence remarquable des altitudes s'explique en grande partie par la conjonction des conditions structurales et stratigraphiques à la bordure de l'anticlinal artésien. Une fois de plus, on constate que la paléogéographie ancienne occupe une grande place dans l'interprétation géomorphologique de la région.

Au-dessus du Neuffossé, la bordure yprésienne constitue un talus presque continu dont la vigueur (commandement et pente) est plus grande que celle de ses homologues du Pévèle et du Ferrain. Contrairement aux précédents, le versant se développe presque uniquement dans l'Yprésien. Si les sables landéniens n'affleurent pas, ils sont cependant localement entaillés par l'érosion du talweg de l'Aa au niveau de Saint-Omer, ainsi que par celui de la Lys jusqu'en aval d'Aire. Mais en dehors de ces deux secteurs réduits, le talus tranche seulement l'Yprésien dont les nuances lithologiques sont suffisantes pour avoir permis le dégagement d'un replat (alt. 15 à 30 m) à la limite de l'Argile d'Orchies, plus ou moins amincie, et de l'Argile de Roubaix. Le tracé de l'escarpement est en relation étroite avec la structure de l'Eocène dont la forte flexuration doit s'accompagner d'un faisceau de fractures et de failles à faible rejet dont certaines ont été reconnues dans le Landénien (feuilles géologiques Saint-Omer et Guines, 1/50 000). Les variations globales du pendage rendent compte à la fois du développement inégal du replat structural inférieur et du rentrant de Clairmarais correspondant à l'anticlinal de Saint-Omer.

Cet escarpement semble donc, comme les précédents, obéir aux lois du relief de cuesta et appartenir à la famille de ces talus d'argile qui se développent à travers la Basse Belgique. Si l'argile se comporte dans le bassin franco-belge comme une roche résistante

ainsi que l'avait déjà noté R. BLANCHARD (1906), il faut aussi tenir compte de la présence de la couverture caillouteuse comme facteur lithologique. En outre, comme pour la bordure méridionale du Ferrain occupée par la profonde vallée fossile de la Marque, la dépression qui s'étend de Watten à Aire-sur-la Lys correspond à un ensemble de talwegs avec différents niveaux de terrasses (vallée de l'Aa et Neuf-fossé dont le fond est tapissé par un cailloutis fluviatile). Les trois talus bordiers du Houtland, du Ferrain et du Bévèle représentent donc les variantes d'un même type de forme lié à des conditions tectoniques monoclinales complexes, à la présence d'une argile compacte et à une évolution fluviatile, pour lequel le terme de para-cuesta pourrait être utilisé comme cela a été proposé pour le rebord du Pays de Waes (J. MOEYERSONS et J. DE PLOEY, 1969).

Il a été fait appel à la notion de cuesta pour définir l'alignement des Monts de Flandres qui seraient les restes de la crête culminante d'une côte très oblitérée liée à la couverture diestienne (J. CORNET, 1904 ; R. BLANCHARD, 1906). Cette interprétation a cependant été justement critiquée par A. BRIQUET (1906 a, 1907 b) qui insistait sur l'absence de revers et de Diestien au N des buttes et proposait une origine tectonique, démontrant que ces collines étaient dues à une inversion de relief résultant d'un accident synclinal ou monoclinal faillé. M.A. LEFÈVRE (1932) y voit des buttes résiduelles de position maintenues entre deux systèmes de drainage ancien. L'influence tectonique est directe pour C. STEVENS (1956) qui définit les collines de Renaix comme une surélévation rajeunie ayant porté la base du Pliocène diestien à une hauteur anormale, celui-ci ayant à son tour contribué à protéger la colline contre les attaques de l'érosion.

En fait l'existence des Monts pose un double problème. En ce qui concerne leur modelé, ces reliefs apparaissent comme les éléments d'un style morphologique régional étroitement influencé par

lées conditions structurales et s'expliquent par la conjonction de facteurs lithologiques et tectoniques comme l'avait montré A. BRIQUET. Le problème de leur origine est lié plus largement à la paléogéographie du Tertiaire. Toutes les hypothèses formulées pour rendre compte de la conservation de ces buttes admettent une vaste couverture originelle de Diestien marin. L'analyse de cette formation (cf. 2e partie) amène à réduire l'extension de cette dernière phase marine et conduit à envisager un dépôt continental localisé. Il est frappant de constater que les éléments attribuables au Diestien, remaniés dans les formations quaternaires, n'existent avec une certaine abondance qu'à proximité même des Monts de Flandre. D'une façon analogue, dans le remblaiement des talwegs du bas pays, les silex se raréfient rapidement au-delà de la bordure artésienne (cf. 6e partie).

En dehors de l'hypothèse de la cuesta qui ne peut être retenue, les diverses interprétations proposées pour les Monts de Flandre se complètent donc plus qu'elles ne s'opposent. Ces collines constituent à la fois des buttes de position et de résistance, liées à un facteur lithologique localisé ("Diestien") qui, se conjuguant avec les conditions structurales, a permis la conservation de la série sableuse éocène supérieure. Le rôle joué par un soulèvement tardif ne peut être exclu. En effet, la position des Monts de Flandre coïncide avec une limite paléogéographique fondamentale puisque dès l'Eocène terminal (Bartonien) elle est marquée par une zone littorale. Elle correspond donc à une charnière structurale essentielle dont témoigne la faille de Bailleul et ses satellites, ce que traduit R. PAEPE (1965 c) par un axe d'inversion. Comme le fait cet auteur, il est logique d'admettre que la partie S de la Flandre intérieure a été marquée par un soulèvement au cours du Néogène et du Quaternaire ancien, avant que ne se produisent le jeu de la structure en mosaïque et la subsidence de la Plaine de la Lys. Il faut également envisager un soulèvement tardif de l'axe des Monts (A. BONTE, 1955b) qui pourrait expliquer les particularités des talwegs où affleure le substrat. Plus largement certaines anomalies du réseau des

vallées du Houtland pourraient fournir des indices d'une néotectonique récente (J. SOMME, 1965¹). Les profils des talwegs présentent à la fois des ruptures ou des paliers et des anomalies de confluence qui sont en relation avec les orientations W-E ou NW-SE. C'est le cas non seulement de la Météren Becque, signalé par R. PAERE (1965²), mais également de la Rommel Becque (affluent de l'Ey Becque au niveau de Steenvoorde), de la Cappelle Becque au droit du Mont des Cats, de l'amont de la Peene Becque au S de Cassel, de la Longue Becque et de la Melde dans la dépression du Neuffossé. Or dans cette dernière, la nappe de cailloutis fluviatile qui prolonge la basse terrasse de l'Aa et dont la base passe rapidement de 24 m à Arques à moins de 10 m vers Aire paraît bien déformée en liaison avec l'affaissement de la Plaine de la Lys. Le problème de l'ancien drainage de l'Aa ne peut être envisagé sans tenir compte des déformations néotectoniques (cf. 6e partie).

Le même style tectonique caractérise le haut et le bas pays de la région du Nord qui, à ce titre, appartiennent à un même domaine dont les caractères sont inscrits dans le socle paléozoïque toujours proche, ce qui fait l'originalité de ce bassin sédimentaire marginal. Il en résulte que les conditions morphostructurales de ces deux régions apparemment bien distinctes par l'énergie globale de leur relief présentent beaucoup de points communs. Les facteurs lithologiques, bien que ne pouvant intervenir que d'une façon nuancée par suite de l'existence d'une double série stratigraphique relativement homogène, jouent cependant un rôle important, notamment dans le bas pays, tout en restant subordonnés étroitement aux conditions tectoniques. Alors même que l'amplitude des déformations devient faible, les données du bas pays montrent qu'il ne s'agit que du bilan d'une évolution dans laquelle la néotectonique joue un rôle déterminant pour rendre compte du relief actuel qui, résultant ainsi de l'action combinée de la structure et de l'érosion, est de type composite. L'importance de l'évolution morphologique quaternaire doit être mesurée en tenant compte de ces conditions et du hiatus énorme qui existe dans les données du Néogène et du Fléistocène ancien.

5 ème Partie

LE QUATERNAIRE MARIN
ET L'EVOLUTION
DE LA PLAINE MARITIME

L'étude du Quaternaire marin qui coïncide presque entièrement dans la région avec celle de la plaine maritime aurait pu donner lieu à une recherche autonome. Une telle recherche reste à continuer par suite de l'ampleur des problèmes qu'elle pose, la zone littorale du Nord n'étant qu'une partie de la vaste plaine maritime qui s'étend en Belgique et aux Pays-Bas ; plus encore, par suite de sa situation à la marge occidentale de la Mer du Nord et donc au contact de la Manche, cette région côtière est un lieu privilégié pour aborder la question des relations entre la Mer du Nord et la Manche. Si l'on ajoute que la plaine maritime française possède les localités-types des subdivisions du Flandrien (Assises de Calais et de Dunkerque), on mesure toute l'importance de l'étude de ce secteur littoral de la Mer du Nord. Or sa connaissance a enregistré, depuis les travaux de A. BRIQUET et G. DUBOIS un retard qu'accusent les résultats acquis en Belgique et aux Pays-Bas depuis plusieurs décennies. Il ne pouvait donc être question que de tenter, à partir des anciennes recherches et à la lumière des éléments nouveaux obtenus par des levés personnels destinés à l'établissement de la carte géologique détaillée, un bilan provisoire des faits et des problèmes par corrélation avec les données belges et néerlandaises. L'évidence de ce caractère provisoire est d'autant plus grande que dans le même temps où ce bilan est écrit, de nouvelles recherches viennent d'être entamées avec des collègues belges et néerlandais en vue d'aboutir à une synthèse régionale à l'échelle de l'Europe du NW, essentiellement pour l'Holocène, mais également pour le Pléistocène moyen (+).

(+) A cette recherche collective collaborent en particulier MM. GULIENTOPS et MUNAUT (Université de Louvain), PAEPE (Service Géologique de Belgique) et VANHOGORNE (Université d'Anvers), WIGGERS et ROELENVELD (Université d'Amsterdam), MOOK (Laboratoire de Groningue), SOMME (Université de Lille).

La région littorale du Nord dispose, tant dans le Calaisis que dans la Flandre, de gisements marins pléistocènes, dont celui de Sangatte n'est que le plus célèbre. Après un état des recherches et une précision sur l'orientation de l'étude, l'exposé adoptera un plan chronologique pour présenter d'abord les témoins pléistocènes dont la présence morphologique a conditionné en partie l'évolution postérieure, et ensuite s'attacher à l'Holocène.

CHAPITRE 1

ETAT DES RECHERCHES ET ORIENTATION DE L'ETUDE

Les synthèses de G. DUBOIS (1924³) et d'A. BRIQUET (1930) dispensent de procéder à un historique ancien des recherches menées dans la plaine maritime, dont la description géographique a été faite par R. BLANCHARD (1906) et la première étude géologique par A. BELPAIRE (1827). Dès 1893, J. GOSSELET avait rassemblé les données principales de la géographie physique, précisant les limites et montrant l'importance des dépôts marins médiévaux (transgression du III^e siècle après J.C.), à la suite de ses propres recherches et de celles de H. RIGAUX, H. DEBRAY, J. LADRIERE. Il marquait ainsi que la plaine maritime se limitait dans le golfe de l'Aa au niveau de Watten et n'incorporait pas la région de Saint-Omer (fig.128), ce qui devait être confirmé par J. SALMON (1913).

L'évidence de l'origine marine de la plaine et de ses limites est donc apparue très tôt. Il en est de même pour la falaise fossile de Sangatte particulièrement étudiée par J. PRESTIWICH, A. BRIQUET et G. DUBOIS. Très vite, les problèmes posés par ces ensembles s'avèrent surtout d'ordre chronologique, et c'est encore en ces termes qu'ils doivent être envisagés.

Il importe donc essentiellement pour mon propos de préciser l'avancement des connaissances après les synthèses de G. DUBOIS et d'A. BRIQUET.

Pour la plaine maritime proprement dite en territoire français, peu d'études détaillées nouvelles avaient été réalisées au moment où j'entamais mes propres recherches (+). Le travail minutieux de G. DUBOIS, reposant sur de nombreux sondages, concerne essentiellement le Calaisis. Il était logique d'aborder l'étude à partir de cette région, et j'ai eu l'avantage de disposer pour cela d'une partie des données manuscrites de G. DUBOIS (++). Une excellente cartographie détaillée existait donc pour le Calaisis (carte géologique 1/80 000 Boulogne-Calais, 4e édition 1964, réimpression de l'édition 1939) ainsi que pour le reste de la partie littorale (carte géologique 1/80 000 Calais-Dunkerque, 2e édition, 1939). Par contre les données détaillées manquaient pour la partie intérieure de la plaine à l'E de la région d'Ardres. Mes levés, comportant plusieurs centaines de sondages, ont donc surtout porté sur les feuilles de Guines et de Calais (1/ 50 000), pour faire suite à ceux de G. DUBOIS et aux données de A. BRIQUET (+++).

A l'autre extrémité de la plaine, R. PAEPE (1960) avait réalisé un levé détaillé dans l'E du Dunkerquois, montrant l'extension des transgressions dunkerquiennes (D I, DII et DIII) dont les limites étaient établies en Belgique à la suite des travaux du Centre de Cartographie des Sols de Gand (R. TAVERNIER, 1947, 1954 a, b ;

(+) La synthèse récente de F. VERGER (1968) sur les marais et wadden du littoral français exclut d'ailleurs la Flandre maritime de son domaine d'étude.

(++) Je tiens à remercier Madame DUBOIS qui m'a obligeamment confié les cartes de terrain et relevés de sondages manuscrits de son mari.

(+++) Les feuilles géologiques de Marquise et de Guines (1/50 000) viennent de paraître. Celles de Calais et de Dunkerque sont à l'état de minute.

J. AMERYCKX, 1961). Ces données belges (cf. F. LENTACKER, 1972) constituent des éléments de référence pour l'étude des formations superficielles de la plaine dont la connaissance directe est possible par la méthode des sondages de type pédologique. L'un des objets prioritaires de ma recherche, pour des raisons techniques, a donc porté sur les formations dunkerquiennes, leur extension ainsi que celle de la tourbe sous-jacente ("tourbe de surface" en Belgique, "Holland Peat" aux Pays-Bas) et le contact stratigraphique avec l'Assise de Calais. Par contre, les observations concernant cette dernière reposent davantage sur l'interprétation des sondages profonds, surtout localisés autour de Calais et de Dunkerque. Si G. DUBOIS (1924²) a défini les deux assises dans des régions différentes (Calais d'une part, Dunkerque d'autre part), il est apparu évident que la partie occidentale était la plus typique pour observer les relations entre les formations de faciès et d'âge différents (+). C'est d'ailleurs cette région qui est actuellement étudiée pour la révision des strato-types de l'Holocène.

Récemment, une partie de la plaine a été l'objet de levés pédologiques (J. SERVANT et M. DUPUIS, 1971 ; J. SERVANT et J.P. BARTHES, 1972 ; J. SERVANT et B. NAERT, 1972) dont la préoccupation stratigraphique reste secondaire, mais qui ont fourni des données supplémentaires d'autant plus précieuses qu'elles constituent les seules recherches détaillées récentes en dehors de celles menées par le Laboratoire de Géomorphologie de Lille (R. LEFEBVRE, 1967 ; J. SOMME, 1969, b, d, e ; B. DELHUILLE, 1970, 1972 ; A.M. PRUDHOMME, 1973).

(+) En plus de cela, en Ardrésis, un important site archéologique, essentiellement gallo-romain, connu depuis la fin du siècle dernier (H. DEBRAY), est l'objet d'une étude nouvelle récente (M. CABAL, 1967, 1970, 1972 ; J. SOMME et M. CABAL, 1972).

Depuis A. BRIQUET et G. DUBOIS, les gisements pléistocènes (Sangatte, Petite-Rouge-Cambre, Coulogne, Attaques) ont donné lieu à des recherches plus continues, en particulier de la part des préhistoriens (cf. R. PREVOST, 1958 ; R. AGACHE, Gallia Préhistoire ; J.L. BAUDET, 1959, 1960, 1961, 1965, 1967, 1971 ; F. BOURDIER, 1957, 1967 b, 1969 a, b, 1971 ; A. LEFEBVRE, 1961, 1968, 1969 a, b ; R. RINGOT, 1965 ; A. TUFFREAU, 1971). En dehors du site de Coquelles, particulièrement étudié par A. LEFEBVRE, c'est évidemment celui de Sangatte qui est le plus souvent cité et qui donne lieu à la plus ample discussion. Le problème chronologique que pose ce témoin marin pléistocène a été abordé sous des perspectives différentes qu'il est bon de rappeler :

- sous l'angle de son niveau altimétrique : niveau de 11 m pour G. DUBOIS, niveau relatif de 5 m pour A. BRIQUET, ce que confirme un levé détaillé récent de J. DE HEINZELIN (1966). La majorité des auteurs ont rattaché ce niveau à la suite de G. DUBOIS au Monastirien ou à l'une de ses subdivisions (cf. F. ZEUMER), puis au Bas-Normandien (cf. A. GUILCHER).

- sous l'angle de la stratigraphie des formations périglaciaires qui fossilisent la falaise ancienne, la plupart des auteurs y voyant à la suite de G. DUBOIS le témoin d'une seule période glaciaire, ce qui placerait le niveau marin dans l'interglaciaire Riss-Würm qui est corréléable avec l'Eemien, d'autres cependant après A. BRIQUET et V. COMMONT considérant que le remblaiement appartient à deux phases glaciaires et que le littoral fossile remonte à un interglaciaire précédent (Mindel-Riss pour J.L. BAUDET, F. BOURDIER qui confirme la corrélation avec Menchecourt dans la vallée de la Somme).

- sous l'angle des industries paléolithiques trouvées dans les cordons fossiles, la discussion la plus déterminante portant surtout sur une série découverte au sommet de la plage fossile de Sangatte, attribuée soit à un Levalloisien évolué (Weichsélien inférieur), soit à une industrie de type Levallois plus ancienne, antérieure au dernier Interglaciaire. D'une façon générale, les nombreuses

pièces lithiques prélevées dans les cordons fossiles du Calaisis donnent lieu à un vaste débat typologique -complexe original bordier de la Mer du Nord ou représentants des principaux groupes classiques du Paléolithique ancien- qui n'intéresse que partiellement la stratigraphie et dont les conclusions chronologiques restent problématiques (cf. A. TUFFREAU, 1971³).

Au total, si souvent des coupes synthétiques de Sangatte ont été publiées (en particulier par A. BRIQUET, 1930 ; J.L. BAUDET, 1959, 1971 ; A. LEFEBVRE, 1968 ; F. BOURDIER, 1969 a), aucun nouveau levé précis depuis celui de G. DUBOIS (1924³), dont la coupe a été réalisée à une échelle de l'ordre du 1000ème, n'a été effectuée en dehors du profil détaillé fourni par J. DE HEINZELIN (1966) au niveau du contact du cordon fossile avec la falaise morte (échelle : 1/40). Il est ainsi apparu nécessaire de contribuer à la connaissance de cet important site en procédant à un levé détaillé de l'ensemble de la coupe qui s'étend sur plus d'un kilomètre, travail réalisé avec la collaboration de Ch. SEILLIER, étudiant au Laboratoire de Géomorphologie de Lille.

Ce levé détaillé (fig.131) a exigé plusieurs années, tant est aléatoire l'action érosive de la mer pour déblayer des éboulis aussitôt reconstitués. Sur cette partie de la côte, comme sur celle du reste de la plaine maritime, l'évolution actuelle du littoral a été écartée des préoccupations de cette étude.

CHAPITRE 2

LES TEMOINS PIEISTOCENES

En dehors du Boulonnais, riche également en formations anciennes, la région du Nord possède deux ensembles pléistocènes marins :

- d'une part les gisements du Calaisis (Sangatte, Petite-Rouge-Cambre, Coulogne, Attaques), éléments de cordons littoraux associés ou incorporés à la Plaine maritime holocène ;

- d'autre part, le témoin littoral ancien d'Herzeele, localisé dans le Houtland, élément récemment découvert d'un plus vaste gisement déjà connu en Belgique que l'on peut désigner sous le terme de "golfe de l'Yser" (+).

Le Calaisis comporte des restes de cordons littoraux pléistocènes, formés de galets et sables, dont les caractères s'apparentent à ceux de la falaise fossile de Sangatte, et attribués à la même phase marine. Cet ensemble pose donc à la fois des problèmes de chronologie et de reconstitution paléogéographique. Il est nécessaire d'envisager la totalité du système pour aboutir à une conclusion sur le littoral ancien dont la coupe célèbre de Sangatte n'est qu'un élément.

(+) Cette expression a déjà été utilisée par J. GOSSELET (1893 c) pour désigner le rentrant de la plaine maritime holocène.

1 - Sangatte

A 1125 m de l'entrée de la plage (Chemin Croisé, sortie W de Sangatte), le littoral actuel en falaise recoupe obliquement (selon un angle d'environ 30°) l'ancienne falaise crayeuse pléistocène et sa plateforme littorale couverte d'un cordon de galets et d'une plage sableuse, l'ensemble étant totalement fossilisé par des formations périglaciaires. La falaise actuelle, taillée dans ces dépôts, qui fait rigoureusement suite à la falaise crayeuse du Blanc Nez, est haute d'environ 25 m au niveau de la falaise fossile et s'abaisse progressivement jusqu'à l'entrée de la plage ($h = 4$ m), inaccessible à marée haute. Au-delà, elle se poursuit encore sur environ 150 m, mais cette coupe, encore observable à l'époque de A. BRIQUET (1923~~4~~) et de G. DUBOIS (1924~~4~~), n'est plus visible, étant masquée par la digue et les constructions (fig.130).

D'ailleurs, actuellement, les observations continues ne sont plus possibles qu'à partir de 170 m à l'W du Chemin Croisé, encore qu'elles soient fortement gênées par les éboulements, souvent taillés en micro-falaise, qui sont très inégalement emportés lors des tempêtes. Seuls les 30 premiers points décrits par G. LUCAS (1924~~4~~) peuvent donc être retrouvés. En 1969, il a encore été possible de lever le profil détaillé à 30 m de l'W du Chemin Croisé avant la construction de la digue.

Conformément à la méthode de G. DUBOIS, nos levés ont été localisés en mètres à partir du Chemin Croisé. La coupe détaillée (fig.131) a été établie à partir d'un fond photographique réalisé par Ch. SEILLIER et d'un nouvel arpentage. Celui-ci, effectué en 1969, a donné une longueur de 1125 m entre le Chemin Croisé et la falaise morte, soit 25 m de moins que la mesure de G. DUBOIS faite en 1919. Cette différence s'explique par la régularisation de la côte qui est intervenue depuis cette date. Le tracé de la falaise est en effet beaucoup plus rectiligne, le petit cap signalé au point XX (465 m à

l'W du Chemin Croisé) par G. DUBOIS ayant totalement achevé de disparaître dans les années récentes, où le recul de la falaise a surtout été sensible entre les points 330 et 900. Dans ces conditions, la localisation des profils décrits par G. DUBOIS reste approximative dans la coupe actuelle ; de plus, par suite de l'évolution de la falaise, leur détail ne coïncide plus toujours exactement avec les données présentes. Mais dans l'ensemble, il s'agit de la même stratigraphie et les nouveaux levés ne font que préciser les observations antérieures.

1 - 1. Les unités de la coupe de Sangatte

Les unités de la coupe de Sangatte (fig. 130) peuvent se regrouper en trois ensembles : falaise ancienne, formations marines, formations continentales qui les fossilisent (cf. J. SOMME, 1969, b, d).

1 - 1. 1 La falaise ancienne

La falaise morte (1 et 2) (point 1125) est taillée dans sa partie moyenne, jusqu'à la verticale, dans la craie granuleuse du Turonien inférieur (faciès boulonnais de l'assise à Inoceramus labiatus) qui atteint l'altitude de 28 m. A la partie supérieure, le versant s'adoucit par une convexité. La base présente une encoche, imputable à l'action marine ancienne. A 1 m environ sous le pied de celle-ci apparaissent les marnes vertes cénomaniennes qui passent rapidement à la craie grise (J. DE HEINZELIN, 1966). Contrairement à l'avis de G. DUBOIS, il ne semble pas que le Turonien moyen soit présent au sommet de la falaise (cf. sond. 73, fle Marquise 4, 1/25 000, x = 557,550, y = 360,075, z = 27 ; implanté au niveau des bâtiments de l'ancien tunnel de 1882 à l'aplomb desquels se situe le littoral fossile (+)).

(+) Les travaux pour le nouveau tunnel dont le tracé prévu est décalé de quelques centaines de mètres au NE de l'ancien, ont provoqué en 1973 des effondrements qui masquent presque complètement les galets anciens à la base de la falaise morte et suppriment l'observation d'une forme qui jusque-là n'avait pas été altérée par les processus naturels.

Du Cap Blanc-Nez à la falaise morte de Sangatte, la stratigraphie du Crétacé est apparemment subhorizontale, le toit du Gault se maintenant à peu près vers la cote -60 (cf. fle géologique Marquise 1/50 000), car le littoral est orienté parallèlement à la structure marquée par une zone anticlinale en mer et le synclinal NE-SW d'Escalles. Par contre, au niveau de la falaise taillée dans le Pléistocène, les strates crétacées amorcent une rapide plongée vers le NE (le toit du Gault se trouve à -15 m à l'église de Sangatte et à -100 au Cran). Ce changement structural correspond à un accident majeur E-W (anticlinal des Quénocs), manifestation du voussoir local du socle paléozoïque, qui rencontre le littoral de Sangatte (A. BRIQUET, 1924 ; G. DUBOIS, 1925 c ; J.P. et P. DESTOMBES, 1963 ; J.P. DESTOMBES et E. SHEPHARD-THORN, 1972). Il est vraisemblable, comme le pense A. BONTE (1963) qu'il s'agit d'une structure faillée. Quels que soient les caractères précis du dispositif tectonique, la coïncidence de cet accident et du littoral fossile ne peut être fortuite.

Selon G. DUBOIS, le tracé de l'ancienne falaise recoupe obliquement le littoral actuel selon un angle variant de 30 à 60° qui est fonction des indentations de la côte fossile. Sa direction générale est donc conforme à celle de l'anticlinal des Quénocs, et il est logique de voir avec A. BRIQUET, dans ce banc ainsi que dans celui de Rouge Riden (fig.129) qui forment des hauts fonds (isobathe : 2 m), l'extension primitive du littoral pléistocène de Sangatte. Cela reste cependant une hypothèse, et il n'est pas possible de prolonger au-delà la restitution du tracé ancien. Un problème semblable se pose pour le prolongement vers l'intérieur de la falaise morte. A. BRIQUET (1905 a, 1906 c, 1923 a) l'a tracé d'une façon rectiligne en direction de la Petite-Rouge-Cambre, à Coquelles, autre témoin de galets marins pléistocènes. Cette hypothèse qui est également celle de G. DUBOIS (1924) reste valable, encore qu'aucune donnée, en l'absence de sondages, ne permette de fixer exactement la position du tracé. Les anciennes carrières situées au S de la Ferme des Calimottes (fle Marquise 1/25 000 n° 4, x = 560,600, y = 359,300) se trouvent à une

altitude trop élevée (30 à 65 m), ouvertes sur le flanc de la colline W-E qui prolonge l'alignement des Noires-Mottes. Les coupes très dégradées qui subsistent montrent une faible couverture, épaisse de quelques mètres, de formations de versant reposant sur la craie.

En contrebas, le long du versant qui forme un glacis régulier en faible pente semblable à celui du sommet de la falaise actuelle de Sangatte, l'abondance des silex empêche la sonde de pénétrer au-delà du mètre supérieur qui montre un limon sableux brunâtre. A la bordure même de la plaine maritime, vers l'altitude 5 m, au niveau des fermes Bara, Grande Cour, Calimottes, existent des galets assez volumineux au milieu d'un sable roux (sond. pers. Sangatte n° 19 et 19 bis) signalés par G. DUBOIS (1921 b, 1924~~3~~) qui hésitait à y voir "soit des produits d'éboulis, soit des produits de remaniement aux temps flandriens du cordon littoral monastirien ou d'un épi détaché de ce cordon littoral". Si l'interprétation reste délicate en l'absence de données sur le soubassement, il s'agit d'un matériel incontestablement ancien, bien différent de celui des cordons flandriens qui est toujours peu altéré. Cette couche de sable roux à galets n'existe pas seulement en bordure de la plaine flandrienne. Si elle semble disparaître rapidement vers le S (sond. pers. Sangatte 20) sous le limon sableux brunâtre à éclats de silex, elle s'étend par contre largement sous les dépôts holocènes marins jusqu'au cordon des Pierrettes (fig. 132). Je propose ainsi de rattacher à cette formation dite des Calimottes (G. DUBOIS, 1921 b) le dépôt altéré à galets marins qui forme la base du Quaternaire dans la plaine maritime et sa bordure au S du cordon flandrien des Pierrettes. Si son âge pléistocène est probable, il n'est guère possible d'y voir le prolongement du cordon de la falaise morte de Sangatte, et en l'absence de nouvelles données profondes le tracé de celle-ci reste problématique. Seul un argument tiré des formes du relief (analogie de modelé entre les collines de l'alignement des Noires-Mottes et la limite de la plaine flandrienne) permet de supposer que la falaise fossile se prolonge au S de la route de Sangatte à Coquelles, qu'elle doit rejoindre cependant progressivement, puisqu'à proximité de Coquelles la craie est subaffleurante sur tout le versant.

A Coquelles existent des sables marins sous quelques mètres de formations limono-sableuses (A. BRIQUET, 1906 c ; A. LIEFEBVRE, 1969 a) qui semblent jalonner un littoral ancien difficilement corrélable avec celui de Sangatte (G. DUBOIS, 1924~~8~~), mais qui pourrait par contre correspondre à la formation des Calimottes.

La plateforme littorale fossile (3), taillée dans le niveau basal de la craie turonienne, est visible, selon les années, sur une cinquantaine de mètres au NE de la falaise morte. Au pied de cette dernière, elle se trouve à environ 4 m au-dessus du cordon littoral actuel qui la masque progressivement, mais elle reste constamment proche de la surface : à la mairie de Sangatte, près de la limite de la plaine flamandaise, la craie turonienne n'est encore qu'à la cote -1,6 (sond. BRGM n° 12, fle Sangatte n° 8 1/20 000, x = 558,518 ; y = 360,807 ; z = 5,4). On peut donc penser que, quelques centaines de mètres au NE de la falaise morte, la plateforme littorale subactuelle coïncide avec celle du littoral ancien qui a été seulement nettoyée des formations pléistocènes et recouverte par la plage sableuse et le cordon récents. Il s'agit d'un exemple de plateforme héritée du Pléistocène qui illustre le principe énoncé par R.W. FAIRBRIDGE (1971) sans que pour autant il soit possible de prouver ici que sa genèse est due à l'action de la glace durant les phases froides du Pléistocène ancien. La plateforme littorale taillée dans le calcaire portlandien de la Pointe aux Oies, sur le littoral boulonnais, héritage d'un littoral pléistocène plus ancien, constitue un exemple régional similaire.

1 - 1. 2 Les formations marines et les premiers dépôts continentaux

La plateforme crayeuse est recouverte par un cordon de galets (4) marins théoriquement visible entre les points 1125 et 960 ; à partir du point 1020, il est rapidement recouvert par la plage sableuse ancienne qui lui fait suite latéralement.

Le cordon fossile est essentiellement constitué de galets de silex, souvent volumineux (L = 10 cm), bien roulés, et de quelques galets de grès ferrugineux "diestiens" (formation des Noires-Mottes). G. DUBOIS (1924) a signalé un petit galet de granite rouge fortement altéré, trouvé vers le point 1000, à la partie supérieure du cordon dans un niveau sablo-graveleux. Mais la présence de ces roches cristallines est surtout caractéristique de la plage sableuse.

Les caractères du cordon de galets, en particulier dans ses rapports avec le complexe crayeux sus-jacent (7), varient latéralement :

- sur les 65 premiers mètres (du point 1125 au point 1060), le cordon est constitué par une série de langues de galets entre lesquelles s'interstratifient des lits d'éboulis crayeux, ce qui montre bien que la partie inférieure du complexe 7 (a, b) est synchronique de l'édification du cordon littoral. Un levé détaillé de ce dispositif a été effectué par J. DE HEINZELIN (1966) au pied même de la falaise fossile (points 1125-1115) où l'ensemble du cordon n'a guère qu'un mètre d'épaisseur. Les galets isolés projetés, piégés dans l'éboulis crayeux, ont été observés jusqu'à 5,50 m au-dessus du sommet du cordon actuel qui sert de repère, mais le dernier banc en place atteint environ 5 m.

Ce n'est qu'à partir du point 1115 que le cordon devient plus massif avec des galets en moyenne plus gros dans le banc supérieur (ép. = 0,40 m).

Entre les points 1080 et 1060, un dispositif assez semblable à celui de la falaise morte se reproduit. Le cordon de gros galets, plus épais (2 m env.) se termine par une série de lames qui marque un stade de retrait et de stationnement de la mer. Au-delà de ce point, la masse supérieure d'éboulis (7 c) recouvre régulièrement le cordon, sans intercalations de galets.

- entre les points 1060 et 990 où le cordon de galets est encore visible, il est surmonté par une masse sableuse jaunâtre ou verdâtre

stratifiée, avec intercalation de lits de granules de craie qui atteint progressivement 1 m d'épaisseur (5b). C'est à la base de cette couche qu'a été trouvé le petit galet de granite signalé par G. DUBOIS (point X). On peut suivre en même temps un niveau grésifié qui, d'abord situé au sommet du lit de galets (points 1050-1030), s'intercale ensuite à l'intérieur du complexe sableux. Ce grès de plage ne marque pas la limite supérieure des formations marines, car au point 960 il est surmonté par 1 m de sable coquillier marin. L'ensemble 5b de sables jaunâtres avec craie, unité particulière déjà distinguée par G. DUBOIS (couche II), est encore d'origine marine, mais a subi un remaniement continental par des processus de ruissellement sur la plage exondée. Ces sables sont glauconieux et grossiers ($Md = 0,3$ à $0,4$ mm) comme les sables franchement marins (Ech. 442 ; $Qd\varphi = 0,22$), mais leur classement est inégal (Ech. 443 ; $Qd\varphi = 0,46$) (fig. 134) et ils sont décalcifiés. Comme ces sables apparaissent en lentilles à la base du complexe crayeux 7, à proximité de la falaise morte, on peut penser qu'ils témoignent de l'ancienne extension de la plage marins.

La plage marine (5) en place affleure à la base de la falaise entre les points 960 et 550 (fig. 135), mais elle est surtout observable jusqu'au point 700, à cause de l'abondance des éboulis récents. Il s'agit de sables verdâtres et jaunâtres avec passées graveleuses, faiblement calcaires ($CaCO_3 = 4\%$), assez grossiers ($Md = 0,2$ à $0,3$ mm), bien classés ($Qd\varphi = 0,21$ à $0,35$), glauconieux (fig. 134 : Ech. 399, 445, 458).

Les niveaux de gravier sont uniquement formés de silox. Ils contiennent quelques rares petits galets de roches cristallines. G. DUBOIS (1921^a, 1924^a) en a prélevé aux points 650 et 550 (granite rose à mica blanc) outre celui trouvé au point 1000. J'en ai trouvé également au point 800 à 1,20 m du sommet de la plage fossile, immédiatement au-dessus d'un niveau de sables coquilliers (Ech. 458).

Contrairement au cordon de galets, ces sables sont en effet fossilifères. G. DUBOIS (1924) a fourni la liste des espèces peu nombreuses de cette faune à caractère boréal dont les échantillons sont très fragiles, "friables, presque pulvérulents, ce qui indique une décalcification du test déjà avancée" :

<i>Cardium edule</i>	c
<i>Mytilus edulis</i>	c
<i>Tellina balthica</i>	ac
<i>Littorina obtusata</i>	ac
<i>Purpura lapillus</i>	ac
<i>Littorina littorea</i>	r
<i>Modiola modiolus</i>	r
<i>Buccinum undatum</i>	r

La partie supérieure de l'ensemble sableux verdâtre est décalcifiée sur environ 1 m (ex. point 700). En même temps, le profil présente des taches grises et rougeâtres. Cette faible altération pédologique, surtout observable au NE du point 800, où les sables se maintiennent à une forte hauteur dans la coupe (2 m au-dessus du cordon actuel), est en continuité latérale avec un niveau tourbeux (6) qui occupe une dépression centrée vers le point 840. (Fig. 135)

En effet, le sommet de la plage fossile s'infléchit nettement entre les points 900 et 750 jusqu'à ne plus culminer qu'à 1 m du cordon actuel. Cette cuvette que G. DUBOIS a d'ailleurs observée plus creusée (point XIV) est colmatée par une mince couche de limon crayeux et sableux (ép. max. : 0,20 m). Ce limon et latéralement le sable marin sont surmontés par un mince niveau tourbeux, très compacté (ép. max. : 10 cm env.). Les possibilités d'observation directe de cette tourbe se réduisent car, outre les éboulis récents qui la masquent le plus souvent, elle affleure sur une distance beaucoup plus réduite qu'à l'époque de G. DUBOIS, ce qui indique qu'avec le recul de la falaise la coupe tranche actuellement le bord de la cuvette qui est donc un phénomène localisé. Il s'agit en effet, ainsi que le pensait G. DUBOIS, d'une "basse" de plage comme on peut en observer sur l'estran actuel, qui a été colmatée par un mélange de sable marin et

de boue crayeuse descendue de la falaise avant que ne se développe une tourbière. La tourbe, ainsi que le niveau pédologique qui lui succède latéralement au sommet des sables marins, et que G. DUBOIS avait pu suivre entre les points XIII (920 m) et XVII (630 m), constituent donc un horizon fondamental marquant la limite entre les formations marines et continentales de la coupe.

Une analyse botanique et une datation absolue ont été tentées sur la tourbe que j'avais prélevée en 1967 (Ech. 445). Les résultats sont les suivants :

- Datation au C14 : plus de 50 300 B.P. (Gr N-5868).

- Analyse palynologique (R. VANHOORNE) :

"Résultats absolus : Pinus : 183 pollens

Myrica : 1 pollen

Ericales : 6 tétrades

Les quelques graminacées et cypéracées qui s'y trouvaient également , restent douteuses quant à leur détermination".

De plus, vers le point 800, à la surface du sable marin altéré, un lot de pointes levalloisiennes fraîches en place, ainsi qu'un petit biface cordiforme, ont été trouvés par G. GUILBERT (cf. R. AGACHE, 1968; A. LEFEBVRE, 1968, 1969 b). A ces découvertes particulièrement importantes doivent être associées celles de A. LEFEBVRE, effectuées entre les points 1010 et 980 à la partie supérieure des sables remaniés (5b) où se prolongerait le niveau pédologique qui, remontant vers la falaise morte, se situerait au sommet de la masse d'éboulis crayeux (complexe 7). A. LEFEBVRE a en effet récolté à ce niveau un nombre important d'éclats de lames et nucléi. Bien que les observations continues soient difficiles dans cette partie de la coupe, il semble bien qu'il s'agisse du même horizon-limite fondamental que celui repéré au niveau de la dépression tourbeuse.

Dans la puissante masse de formations continentales qui colmate la morphologie fossile de la falaise morte et du cordon de galets, une première unité litho-stratigraphique (?) doit être distinguée sous le nom général d'éboulis crayeux, car elle se caractérise par l'abondance de gros blocs de craie (cf. J. SOMME, 1969 d).

Trois couches principales (7 a, b, c) constituent ce complexe, dont les limites sont réhaussées par des zones blanchâtres à pâte crayeuse. Elles viennent successivement mourir sur les galets en s'y intercalant d'abord (7a), en les recouvrant ensuite (7b et c). Les gros blocs sont surtout importants en 7b qui est issue de la convexité sommitale de la falaise morte. La pente est forte jusqu'au point 1060, elle s'amenuise ensuite en même temps que le calibre moyen des blocs crayeux diminue et que le litage tend à devenir plus net. Vers le point 1000, ce complexe se confond avec les sables mêlés de craie et disparaît au point 960.

Il s'agit donc d'un ensemble de formations continentales issues de la falaise avec remaniement -en partie éolien- des sables marins, qui sont corrélatives de l'édification d'un premier versant fossile concave dont l'amont est encore en pente forte. Ce versant s'est substitué à la falaise subverticale devenue morte. Le matériel, relativement pauvre en silex, provient à courte distance des craies du Turonien inférieur et moyen.

Cette première phase de l'évolution continentale s'est accompagnée de la formation de la tourbe et du sol à la partie supérieure de la plage sableuse.

1 - 1. 3 Les formations périglaciaires

L'énorme masse de formations continentales qui constitue le reste de la stratigraphie débute vers le point 1090 pour développer ses ensembles successifs jusqu'à l'extrémité de la coupe. Leur observation pose des problèmes plus délicats car elle est surtout possible

à l'aval de chacun d'entre eux immédiatement au-dessus du cordon actuel. Il a fallu de nombreuses campagnes pour tenter de reconnaître la continuité ou la discontinuité des couches. Les données publiées par les auteurs, en particulier G. DUBOIS (1924), sont restées plus générales que pour les formations marines et leur contact sous-jacent.

Ainsi G. DUBOIS distingue sommairement, à l'intérieur d'un vaste ensemble de "Diluviums et limons divers", les types suivants : boues crayeuses, loess calcaires, diluvium blanc ("terme commode" pour désigner un mélange fort complexe de sables, boues crayeuses, silex, loess calcaires), diluvium roux résultant de la décalcification du précédent, limon provenant du remaniement du diluvium roux. Les termes de "presle", "limon" restent également fort imprécis à la fois dans les publications de G. DUBOIS et de A. BRIQUET. Cependant la coupe schématisée de ce dernier (1930) donne une image simple des contrastes majeurs en distinguant une zone brune supérieure d'altération, une masse supérieure de limon jaune pâle, une zone brune inférieure d'altération et une masse inférieure de limon jaune pâle. La distinction des couches calcaires et non calcaires est en effet essentielle dans une telle coupe où les teneurs en CaCO_3 varient de 0 à 80 %, en dehors des éléments crayeux proprement dits. Cependant, même sous cet angle, la stratigraphie se révèle fort complexe.

A partir du point 700, on distingue nettement tous les termes de la stratigraphie, essentiellement :

- un ensemble inférieur composé de formations régulièrement litées, calcaire, d'abord formé surtout de matériel crayeux (unité 8), puis plus chargé en silex (unité 9). Cet ensemble se termine par une alternance irrégulière de couches loessiques, partiellement décalcifiées (unité 10).
- un ensemble supérieur, discordant sur le précédent, dont la stratigraphie complexe superpose des nappes irrégulières de cailloutis de silex, de sables et de limons, avec une phase calcaire intercalée entre deux masses non calcaires.

D'une façon générale, à partir du sommet de l'unité 9, les discordances et les contacts d'érosion deviennent nombreux. C'est également à partir de ce niveau que les couches paraissent s'être mises en place dans des conditions paléomorphologiques différentes.

Le complexe 8, le plus inférieur, caractérisé globalement par une texture plus fine, par suite de la relative rareté des silex, et la prédominance du matériel crayeux, sous forme de boue, limon ou granules, atteint sa plus grande épaisseur vers le point 960 (près de 20 m). On peut y distinguer deux grands ensembles qui se superposent régulièrement, leur différence tenant au style de litage.

- 8a : l'ensemble inférieur (5 à 6 m env.) est constitué par une alternance, avec variations latérales de faciès, de limon à granules de craie, de marne à petits cailloux crayeux et de boue crayeuse homogène. Des figures de solifluxion apparaissent à divers niveaux. L'épaisseur des couches varie de quelques décimètres à 1 mètre. La teneur en calcaire est toujours forte : 60 à 90 %.

La base est constituée par une boue crayeuse compacte blanchâtre ($\text{CaCO}_3 = 80 \%$), finement litée, qui se développe à partir du point 960 jusqu'à proximité du point 700, et correspond à une formation de colmatage de la dépression (ép. max. = 1 m env.).

A 1. ou 2 m de la boue basale apparaît une couche très constante de marne jaunâtre ($\text{CaCO}_3 = 65 \text{ à } 75 \%$) à Succinées qui, au-delà de la dépression, se trouve directement superposée aux sables marins vers le point 600. Au-delà, cette couche a été reconnue encore, dans les mêmes conditions, vers le point 465 par G. DUBOIS (XX). Il s'agit donc d'un élément très constant de la stratigraphie. G. DUBOIS a mis en évidence ce type de formation sous le terme de "Marnes à Pupa et Succinea" par suite de la fréquence de ces mollusques. Il rapporte la composition de la faune malacologique, étudiée par J. PRESTWICH (1865) et C. BARROIS (1880) : outre Succinea oblonga

et Pupa marginata, Helix hispida, Helix pulchella, Arion ater, Limax agrestis. Mais ces données globales ne distinguent pas les divers niveaux présents dans la coupe et une recherche détaillée nouvelle paraît utile (+).

Cette couche à Succinées fait en effet partie d'un complexe dont les éléments, formés surtout de limons crayeux, s'infléchissent encore au niveau de la dépression, et qui marque le dernier stade du colmatage de ce creux hérité de la plage fossile. A partir du point 730 où le sommet des sables marins remonte nettement dans la coupe pour se situer à 4 m au-dessus du cordon actuel, la couche à Succinées est surmontée par un niveau cryoturbé à granules de craie qui constitue la base du système des formations litées périglaciaires typiques.

- 8b : bien observables entre les points 800 et 600, ces formations litées sont constituées par une alternance de limon calcaire, de marne et de cailloutis à silex et granules de craie. L'unité-type de ce complexe a 0,30 - 0,50 m d'épaisseur, avec de haut en bas :

- limon jaunâtre, calcaire, avec quelques débris de craie (ép. : 0,20 à 0,30 m)

- cailloutis cryoturbé de granules de craie, arrondies, homométriques (d = env. 1 cm) et petits éclats de silex non usés.

- marne blanchâtre fendillée. Cette couche peut manquer. Le contact avec le limon de l'unité sous-jacente est marqué par de fines fentes (h = quelques cm).

Ce complexe est beaucoup plus régulier que les formations sous-jacentes et tapisse un glacis en faible pente à partir du point 1060. Jusque vers le point 900, les silex sont plus abondants qu'en aval et les lits marneux plus représentés.

(+) M. l'Abbé PUISSEGUR doit procéder à une nouvelle analyse de cette faune sur deux niveaux différents que j'ai prélevés aux points 800 et 330.

Il s'agit d'un faciès caractéristique de formation à litage périodique de versant qui appartient au même type sédimentaire que les formations limono-sableuses litées du Weichsélien moyen. Si cette analogie n'implique pas une identité chronologique, elle permet cependant de conclure à une mise en place dans des conditions pléniglaciaires. Dans la coupe de Sangatte, les unités élémentaires de ce type de dépôt sont simplement exagérées en épaisseur et confirment les caractères de ces sortes de microcycles loessiques mis en évidence avec les formations litées du Pléistocène récent.

Le complexe 9 appartient au même type sédimentaire que le précédent. Il n'en diffère que par un épaississement des couches et le développement de niveaux à silex non usés, ce qui peut indiquer une amplitude plus grande des cycles. La superposition régulière des deux ensembles 8 et 9 est surtout caractéristique de la coupe entre les points 800 et 500. Leur contact est alors marqué par une zone solifluée et cryoturbée, épaisse d'environ 1 m (limon à granules de craie et cailloutis de silex). Ce niveau de déformation périglaciaire est la première manifestation dans la coupe d'un froid plus marqué.

A partir du point 500 s'opère un important changement dans la stratigraphie. En même temps que les formations calcaires n'occupent plus que la partie inférieure du profil, celles-ci ne présentent plus l'aspect lité régulier qui les caractérisait au SW. Les couches deviennent discontinues et de nombreux contacts d'érosion les séparent. L'ensemble 10 représente donc surtout une variation latérale de la stratigraphie de l'unité 9.

Ce changement latéral correspond à une sorte de vaste talweg que le profil de la falaise recoupe obliquement. G. DUBOIS (1924) avait déjà signalé qu'au niveau de son point XX (environ 465) où était localisé le petit cap secondaire, les couches présentaient une inclinaison vers le NW. Cette observation est essentielle pour la compréhension de la stratigraphie : de la falaise morte au point

500 environ, il s'agit de formations de versant bien mises en évidence par l'orientation du profil ; au-delà, la coupe traverse obliquement une série de dépôts dans une vaste zone d'épandage au niveau d'un vallon qui se marque encore dans la topographie actuelle de l'arrière-pays au pied des Noires Mottes (Fond Pignon, fig.132). La position du petit cap secondaire, encore sensible ces dernières années, n'est d'ailleurs pas étrangère à ce changement stratigraphique.

Si globalement la lithologie reste identique (limon, granules de craie, marne crayeuse, cailloutis de silex à matrice limono-sableuse ou marneuse), les couches deviennent nettement plus épaisses. En même temps, le faciès loessique est beaucoup mieux représenté à la partie supérieure du complexe qu'il ne l'est dans le reste des formations sous-jacentes.

La coupe détaillée du point 325 (fig.136) illustre ces caractères. Les strates limoneuses, soit chargées de grains de craie, soit peu calcaires ($\text{CaCO}_3 = 10\%$) sont discontinues et souvent solifluées, séparées et ravinées par des cailloutis de silex gélifractés et non usés et des lits meubles de granules de craie. La teneur en calcaire varie de 10 à 70 %. Les couches limoneuses ont une texture de loess argileux calcaire :

%	Ech. 381	Ech. 390
> 50 μ	5,25	11
50 μ - 2 μ	60,85	49,50
< 2 μ	33,90	39,50
% CaCO_3	12	30,8

Il ne s'agit jamais de loess typiques, mais de loess lités qui ont été déposés par ruissellement ou solifluxion. On observe entre les points 430 et 300 l'emboîtement des nappes successives de cailloutis et de limons, et les variations latérales rapides d'épaisseurs qui font qu'une couche caillouteuse importante se résoud en quelques mètres à un liseré graveleux. Ce dernier phénomène est particulièrement net avec le loess supérieur entre les points 380 et 350.

C'est aussi dans cette partie supérieure de la formation que les ravinements deviennent importants, des poches d'érosion recoupant les dépôts lités réguliers de limons, granules de craie et silex. De plus, le matériel caillouteux devient plus varié avec des éclats de silex frais, d'autres usés sur les angles, des blocs de grès ferrugineux "diestiens" et des silex verdis (base du Landénien).

Enfin, à certains niveaux, les couches limoneuses sont décalcifiées et présentent un faciès hydromorphe (taches, points noirs). Si la décalcification caractérise la partie supérieure du complexe, elle reste irrégulière, parfois localisée uniquement au niveau de poches, parfois limitée à un niveau intermédiaire de la série limoneuse. La décalcification apparaît donc contemporaine du dépôt du complexe puisque le loess supérieur, en partie non calcaire, est recouvert par une nappe de silex et granules de craie qui englobe des lentilles de limon décalcifié (points 180-190).

Les trois dernières unités litho-stratigraphiques (11, 12 et 13) que l'on peut distinguer dans la coupe représentent un complexe tout à fait différent de l'ensemble des formations calcaires sous-jacentes, car il est discordant. Réduit à une faible épaisseur jusque vers le point 900, il s'épaissit ensuite surtout après le point 500 pour atteindre 5 à 7 m de puissance. Il affleure seul dans la coupe au-delà du point 150. Il est formé d'un matériel essentiellement caillouteux (silex, grès ferrugineux "diestiens"), et de sables et limons sableux.

Trois unités doivent être distinguées :

- une masse principale inférieure, brun-rougeâtre, non calcaire ("Diluvium roux") (11);
- une zone intermédiaire de cailloutis calcaire ("Diluvium blanc") (12);
- une couverture sablo-limoneuse à base caillouteuse, non calcaire (13).

Le complexe 11, caillouteux, non calcaire, qui correspond à la zone brune inférieure de A. BRIQUET (1930) se développe surtout à partir du point 900 pour atteindre son maximum de puissance entre les points 500 et 200. Il s'agit d'une série de lentilles alternativement sableuses et caillouteuses, sans aucune stratigraphie régulière. La fraction fine (matrice des cailloutis ou lentilles) est toujours fortement sableuse ($Md = 0,2 - 0,3$ mm). Ces sables mal classés ($Qd\phi = 0,4$ à $0,6$) (fig. 134) ne sont essentiellement quartzeux qu'aux petites dimensions. Au-dessus de $0,5$ mm apparaissent de nombreux clats siliceux. Les grains de quartz sont extrêmement variés s'ils sont en forte majorité usés à toutes les dimensions. L'éolisation est toujours forte sur les grains plus ou moins arrondis (mats : 50 à 80% à $0,6$ mm). La morphoscopie montre qu'il s'agit en partie d'un remaniement des sables "diestiens" (cf. sables des Noires-Mottes), ce que confirme l'abondance des grès ferrugineux dans les cailloutis de silex gélifractés et non usés où apparaissent sporadiquement quelques galets tertiaires et silex verdiss de la base du Landénien.

Ce complexe brun-rougeâtre repose sur les formations calcaires sous-jacentes (10) par un contact d'érosion. Des éléments lenticulaires de dépôts à granules de craie y sont incorporés, alors que la couche de loess supérieur est érodée. Les plus grandes poches de ravinement sont observables vers le point 400 (fig. 131) dans le secteur de la coupe où les formes d'érosion étaient déjà caractéristiques du complexe calcaire sous-jacent ; il s'agit cependant cette fois de formes d'érosion plus linéaires. Vers le point 200, le contact est en plus cryoturbé. Certaines poches se rattachent davantage à un phénomène de dissolution et ce type de contact est surtout représenté à l'amont entre les points 800 et 500.

A partir du point 730, avec l'unité 12, une nouvelle couche de cailloutis blanchâtre (silex et craie) réapparaît vers le haut de la falaise, au-dessus du complexe précédent. Cette couche reste constamment peu épaisse (1 à 3 m) et repose sur la formation non calcaire par un contact assez rectiligne, jalonné par des cailloux disposés à plat.

La matrice sableuse (Ech. 452) (fig.134) ne diffère guère de celle des échantillons du complexe non calcaire et comporte les mêmes caractères morphoscopiques. On note cependant que les silex du cailloutis n'ont subi aucune usure, contrairement à ceux de la formation 11 et du sommet de l'unité 10.

La dernière unité litho-stratigraphique constitue une formation de couverture (13) car elle tapisse à peu près régulièrement le haut de la falaise. Ayant au maximum 3 m d'épaisseur, elle est constituée à sa base d'une série sablo-caillouteuse brunâtre qui pénètre en petites poches étroites et rapprochées dans la formation calcaire sous-jacente, et à son sommet d'une couche de sable limoneux jaunâtre à brunâtre dans laquelle se développe un sol faiblement podzolique. Cette dernière couche, plus proprement de couverture, est la plus continue puisqu'elle existe seule au SW du point 1000.

Les sables de la partie caillouteuse inférieure présentent des aspects granulométriques et morphoscopiques identiques à ceux des unités 11 et 12 où l'on retrouve les caractères du "Diestien" remanié et une éolisation forte aux grandes dimensions (fig.134). Le sable de couverture diffère par un classement meilleur (Ech. 448 : $Qd\phi = 0,3$) et une proportion de grains de quartz mats plus importante, même peu usés (30 % à 0,3 mm ; 60 % à 0,4 mm ; 100 % à 0,6 mm). Même si certains grains sont hérités, le dernier façonnement éolien est essentiel. Il s'agit bien d'un sable éolien de couverture d'âge périglaciaire. Sa base est en outre marquée par de fines fentes de gel ($h = 0,30$ m).

Par contre, il semble s'agir essentiellement d'un phénomène de dissolution pour les poches étroites et peu profondes (1 m environ) qui pénètrent dans la formation calcaire 12, au NE du point 730, et qui sont tapissées par un liseré sablo-argileux brun foncé. Dans la coupe, vers le point 420, la superposition de ces poches à celles qui marquent la base du complexe 11 est d'ailleurs éloquente,

et montre bien que ces dernières témoignent d'autres processus. Ce n'est qu'au SW du point 500 qu'on observe bien deux générations de poches de dissolution, séparées par la couche calcaire 12, l'inférieure présentant toujours un plus grand développement qui n'est pas dû à un emboîtement, mais représente un stade plus ancien. Dans les limites de l'observation, rendue difficile par la hauteur de la falaise, il semble que l'emboîtement existe au SW du point 730, et on peut ainsi penser que la disparition de la formation calcaire 12 est due en partie à la dissolution.

1 - 2. Problèmes d'interprétation de la coupe de Sangatte

L'interprétation chronologique de la coupe de Sangatte reste problématique. Il faut donc, à partir de l'ensemble des données, marquer les éléments dont l'explication, en particulier climatologique et sédimentaire, paraît acquise, pour dégager les points précis qui sont l'objet de discussion. En fin de compte, cela revient à déterminer la valeur globale du gisement en tant que coupe de référence.

1 - 2. 1 Les données concernant la paléogéographie du littoral fossile

Si l'on compare les altitudes de la formation marine ancienne et de la plage actuelle, au pied de la falaise fossile, selon les règles préconisées par F.E. ZEUNER (1958-61), il s'agit bien, comme l'avait défini A. BRIQUET, d'un niveau relatif de 5 m. Les mesures précises de J. DE HEINZELIN (1966) ont abouti à une différence moyenne de 4,80 m entre les altitudes des divers éléments comparables de la plage ancienne et de la plage actuelle.

L'existence de l'encoche et la fossilisation progressive du cordon par les éboulis permettent de penser qu'on a bien affaire au niveau maximum du dépôt marin. Mais il subsiste cependant sur ce point une part d'incertitude. Dans les conditions d'observation récente, le sommet du cordon ancien, au niveau de la falaise morte, se situe vers 9 m NGF, soit près de 5 m au-dessus du cordon actuel

qui culmine vers 4 m (le O NGF étant à 4,07 m plus haut que le O marin à Calais et le marnage de vive eau ayant une valeur de l'ordre de 8 m). Ces données corrigent de peu l'estimation de G. DUBOIS (1924) qui fixait l'altitude du sommet du cordon ancien vers +11 en tenant compte, d'une façon générale, de 3 m de lits de galets alternant avec de petits lits d'éboulis crayeux. Par contre, on ne peut retenir la conclusion de cet auteur qui voyait dans la coupe de Sangatte le témoin d'"une ligne de rivage un peu inférieure à +20", car cela introduit une approximation bien trop grande. En outre, il faut rappeler que les altitudes relative et absolue d'un littoral ancien ne constituent que des éléments descriptifs qui ne permettent pas à eux seuls de fonder une interprétation (cf. E.D. GILL, 1967).

D'autre part, la morphologie des couches marines montre un littoral en retrait avec stationnements successifs du cordon aux points 1125, 1090 et 1060. Cette situation, accompagnée des premiers stades d'éboulis qui sont bien "pénécontemporains" de la plage ancienne (A. GUILCHER, 1969), peut être due soit à une régression, soit à un changement progressif du tracé de la côte. G. DUBOIS retenait cette seconde explication, mais il est vraisemblable que les deux phénomènes ont joué de pair, et lors de la régression les conditions littorales ne permettaient plus d'apport de galets. A un littoral en falaise a succédé un littoral de plage : la falaise ancienne est donc devenue morte alors que la mer était encore proche.

La formation à galets dite des Calimottes, qui culmine à 5 m en bordure du littoral holocène et repose sur des formations crayeuses, paraît, dans ces conditions, correspondre à une autre phase littorale pléistocène. Il faut vraisemblablement attribuer à ce même ensemble les formations sablo-caillouteuses à coquilles marines repérées en profondeur (alt. -3 à -4 m) dans l'ancien sondage de Sangatte (fle Sangatte 1/20 000 ; x = 559,140 ; y = 360,920 ; z = 4) (cf. POTIER, 1879 b ; J. ORTLIEB, 1879 ; G. DUBOIS, 1924). Il est enfin possible que les sables marins de Coquelles appartiennent à la

même phase. Mais la corrélation reste hypothétique en l'absence de bonnes coupes et de sondages profonds dans une zone qui apparaît par sa complexité particulièrement importante pour la reconstitution des littoraux anciens.

1 - 2. 2 Les données concernant l'évolution continentale

L'étude litho-stratigraphique des formations continentales qui fossilisent le littoral ancien de Sangatte permet de préciser les conditions climatiques générales de l'évolution.

Le dépôt des éboulis (7) est synchronique des premiers stades de retrait du cordon littoral. Il a abouti à l'établissement d'un versant de substitution à la place de l'ancienne falaise subverticale. Latéralement une tourbière se développait dans le creux de la plage. Cette évolution morphologique et ces dépôts n'impliquent pas des conditions climatiques froides. Des éboulis de même type peuvent s'observer le long de la falaise crayeuse actuelle : leur développement est cependant freiné par l'action marine en marée de vive eau. Comme il s'agit, avec le cordon ancien de Sangatte, du témoin d'un haut niveau marin à son stade maximum, il est possible de conclure sûrement à une période interglaciaire et par conséquent de climat tempéré, comme l'indique l'évolution cyclique du Pléistocène moyen et récent.

L'analyse palynologique de la tourbe montre que, le paysage étant boisé, une période froide doit encore être exclue selon la conclusion de R. VANHOORNE, qui ajoute que la pauvreté qualitative de la flore ne permet toutefois pas de trancher la question d'âge éémien ou Weichsel ancien, dans l'hypothèse où le littoral fossile daterait du dernier Interglaciaire.

De même la datation absolue (plus de 50 300 B.P.) ne permet pas de conclure davantage. Elle est en accord cependant avec les données botaniques pour exclure un âge pléniglaciaire weichsélien. Ces résultats n'ont donc qu'une portée réduite dans le débat chronologique fondamental ; ils fournissent cependant une limite à la discussion et précisent l'ambiance climatique du premier stade d'évolution continentale.

D'après les données litho-stratigraphiques, les premières manifestations de conditions périglaciaires apparaissent avec le complexe 8, à la fois par ses caractères sédimentaires et par l'élaboration de glacis d'accumulation qui l'accompagne. Ces données sont en accord avec celles tirées de l'étude du Quaternaire intérieur. Les complexes 8 et 9 témoignent d'une évolution continue caractérisée par de multiples cycles climato-sédimentaires, avec une influence éolienne plus marquée à la partie moyenne et supérieure, en même temps qu'apparaissent des cryoturbations. Si l'on tient compte que le complexe 10 se situe au niveau d'un épandage de talweg, on peut considérer qu'il appartient au même cycle global d'évolution. L'analogie de faciès m'a fait comparer ces dépôts lités cycliques aux formations caractéristiques du Pléniglaciaire weichsélien inférieur et moyen (1969 d). Ceci n'implique pas cependant une coïncidence chronologique, car de tels faciès existent dans les formations des périodes glaciaires antérieures au Weichsélien. Cette homotaxie a été en particulier bien mise en évidence dans la coupe de Tubize, sur une terrasse de la Senne (R. PAEPE et G. MORTELMANS, 1969). Ces faciès lités sont significatifs cependant de conditions périglaciaires semblables, ce qui est en accord avec le caractère cyclique fondamental des phases du Quaternaire moyen et récent. Par analogie avec l'évolution climatique continue reconnue dans le Weichsélien (cf. R. PAEPE, 1971 a, 1972), il est possible de voir, entre les formations marines et le complexe 10, l'essentiel d'un cycle glaciaire.

Le problème est alors de déterminer la signification de la coupure morpho-sédimentaire que représente le contact inférieur du complexe 11 non calcaire. Rappelons que ce contact est à la fois marqué par des phénomènes importants de ravinement, de dissolution et de cryoturbation, et que pour cela il constitue la coupure majeure du profil des formations continentales. De plus, outre la décalcification et la rubéfaction, le complexe est caractérisé par un matériel différent (abondance des silex légèrement usés, grès "diestiens", silex verdis, sables) provenant du remaniement des formations

des Noires-Mottes. Celles-ci ont donc été mobilisées contrairement à la phase précédente qui n'avait connu que l'épandage du matériel crayeux. Ceci implique un changement des conditions géomorphologiques qui n'est pas seulement la disparition totale, par le colmatage précédent, de l'ancienne falaise qui exposait la craie nue, mais s'accompagne également d'un apport plus lointain dans la zone de talweg et d'une décalcification sur le versant.

Ceci ne peut se comprendre que par un changement climatique majeur, d'autant que le dépôt calcaire 12 représente une rémission des processus précédents, puisqu'il tapisse régulièrement par un contact de glaciais, rehaussé par un cailloutis à plat, les formations sous-jacentes. La mise en place de la dernière unité (13) s'est effectuée dans les mêmes conditions, avec une nouvelle phase de dissolution assez réduite, et le dépôt final d'un sable éolien de couverture.

L'ensemble des formations 11, 12 et 13 représente, du point de vue géomorphologique, un nouveau cycle aboutissant à une régularisation du relief et une couverture éolienne. D'autre part, cette dernière est un dépôt caractéristique de la fin du Weichsélien que l'on retrouve régulièrement dans l'arrière-pays, la phase de dissolution étant, pour l'essentiel, antérieure comme le prouve le contact sans poches dans la partie SW de la coupe et, plus généralement dans la région crayeuse du Nord, l'arrêt de fonctionnement des poches avant le dépôt du limon de couverture.

Du double point de vue, paléogéomorphologique et lithostratigraphique, le problème de l'interprétation chronologique des séries périglaciaires de la coupe de Sangatte est donc clairement circonscrit. Il est surtout centré sur les unités 11 et 12. Deux hypothèses sont possibles :

1° Les deux cycles majeurs mis en évidence correspondent à deux périodes glaciaires différentes. C'est l'interprétation de V. COMANT, de A. BRIQUET (qui plaçait la coupure entre les unités

11 et 12, s'appuyant sur l'altération du complexe 11), de F. BOURDIER (qui situe la limite entre les unités 12 et 13, considérant que ce contact comporte de grandes fentes de gel dans lequel se trouve remanié le sol interglaciaire Riss-Würm), de J.L. BAUDET (qui interprète l'altération de l'unité 11 -"Diluvium rouge"- comme éémienne, la solifluxion datant du Riss III). Dans une nouvelle interprétation, il faudrait situer la limite des deux ensembles glaciaires entre les unités 10 et 11, car le complexe 11 n'est pas une simple altération des formations calcaires sous-jacentes, et il n'y a pas d'évidence de la présence de fentes de gel et de sol interglaciaire au niveau des poches de la base de l'unité 13. D'une façon générale, ces deux éléments (grandes fentes et paléosols de rang interglaciaire) qui seraient des critères décisifs manquent dans les formations continentales de la coupe de Sangatte. En l'absence d'un sol analogue au sol de Rocourt, les arguments restent l'importance de la nappe non calcaire 11 et la décalcification observée au sommet des unités sous-jacentes qui représenteraient l'altération interglaciaire, ainsi que l'évidence d'un nouveau cycle morpho-sédimentaire. Le bilan stratigraphique assez réduit qui serait ainsi imputable au Weichsélien serait en accord avec la faible importance des dépôts du Dernier Glaciaire que l'on observe dans la région occidentale du Nord où la séquence weichsélienne présente une nette bipartition. L'exagération du complexe basal 11 serait localement due à la présence d'un cône d'épandage au niveau d'un large vallon. Il faut d'ailleurs noter au passage que les coupes de référence se situent surtout sur les versants et manquent dans les talwegs. Du point de vue de la teneur en calcaire, la superposition 11-12-13 serait également en accord avec les données stratigraphiques intérieures. Il en est de même pour l'effacement des horizons-repères qui sont surtout caractéristiques dans la région orientale du Nord.

2° L'ensemble des formations continentales de la coupe ne représente qu'une seule époque glaciaire, le Weichsélien, conclusion de G. DUBOIS, de J. DE HEINZELIN, de A. LEBEVRE et de la majorité des auteurs. Or cette hypothèse implique de pouvoir situer dans l'évolution bien connue du Pléistocène récent deux cycles morpho-sédi-

mentaire et de retrouver les horizons-repères de la stratigraphie. Le problème se circonscrit avec l'interprétation des unités supérieures, car les formations litées 8, 9 et 10 peuvent se situer au Pléniweichsélien inférieur et moyen, encore qu'un dépôt aussi ample soit inconnu dans le Weichsélien du reste de la région. Dans cette hypothèse, l'ensemble des couches 11, 12 et 13 doit se placer au Pléniglaciaire supérieur. Pour cela, nous ne disposons d'aucun terme régional de référence pour attribuer à cette phase une telle complexité de bilan sédimentaire. Alors que le niveau de Kesselt correspond partout au stade final de la régularisation de la topographie, il faudrait admettre que le site de Sangatte représente une exception. Il serait sans doute plus logique de situer le cycle supérieur débutant par une forte érosion dans une phase plus tardive, et voir dans le complexe 11 l'équivalent du cailloutis de Beuningen aux Pays-Bas où ce niveau, intercalé entre les deux sables de couverture anciens, est accompagné de grandes fentes de gel (cf. W. ZAGWIJN et R. PAEPE, 1968 ; R. PAEPE et W. ZAGWIJN, 1972). Mais cette référence lointaine cadre assez mal avec la paléozonation climato-sédimentaire du Pléniglaciaire weichsélien. Si cette hypothèse peut cependant rendre compte de l'érosion et de la cryoturbation de la base de l'unité 11, elle se heurte à la présence de deux phases de décalcification avec en particulier des poches aussi développées que celles du niveau inférieur dont l'évidence n'existe nulle part dans le Weichsélien de l'arrière-pays crayeux.

L'étude purement lithostratigraphique ne permet donc pas de proposer une conclusion ferme et oblige de mettre en présence deux séries d'hypothèses avec leurs implications. Il est important de remarquer que la stratigraphie d'un tel site littoral soit difficilement corrélable avec les données intérieures même proches, et cela prend une portée plus générale quand on considère les débats qui portent sur les littoraux fossiles. La stratigraphie de Sangatte ne semble pas offrir les conditions les meilleures pour le choix d'une localité-type. Reste à confronter les deux hypothèses avec les données fournies par les fossiles animaux et les industries lithiques, ces dernières tenant une place essentielle dans le débat.

1 - 2. 3 Les données paléontologiques et préhistoriques

La faune marine de la plage fossile, dont la détermination a été réalisée par G. DUBOIS (1924), est l'élément essentiel, car les dépôts continentaux, outre les Mollusques dont l'étude est actuellement reprise, n'a guère livré que de rares ossements d'Elephas primigenius de type évolué (CHELLONNEIX, 1873 b; G. DUBOIS, 1924; G. DUBOIS et G. PONTIER, 1926; A. LEFEBVRE, 1969 b) trouvés surtout dans l'unité 10 (points 450, 100, 150).

Selon les conclusions de G. DUBOIS, la faune des sables marins est pauvre, boréo-lusitanienne, à caractère boréal plus accentué que le caractère lusitanien, et indique une mer de température sensiblement égale à celle de la Mer du Nord actuelle à Sangatte ou un peu plus froide. Parmi les espèces absentes (Tapes, Macra, Donax), la première est particulièrement importante puisqu'il s'agit, avec T. senescens var. eemienensis, d'un fossile caractéristique de l'Eémien nordique (R. PAEPE, 1965 a) à faune lusitanienne. Récemment cette donnée, caractéristique de l'Assise d'Ostende, a été confirmée dans les gisements belges de Meetkerke et de Bruges (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1972, et D. DERAYMAEKER, 1972). Cette différence de faune s'opposerait, selon J.L. BAUDET (1971) à l'interprétation eémienne.

Les données préhistoriques, qui manquaient à l'époque de G. DUBOIS et d'A. BRIQUET, sont devenues relativement abondantes (travaux de A. LEFEBVRE, F. BOURDIER, J.L. BAUDET). Les pièces lithiques appartiennent à plusieurs séries, mais ont le plus souvent été récoltées en dehors de leur gisement stratigraphique précis. La plus importante est celle du "niveau tourbeux", trouvée en place au sommet des sables marins (point 740) : quatre pointes Levallois, quatre éclats lamellaires, deux fragments de lames Levallois, un biface cordiforme à arête sinueuse (G. GUILBERT). Si cette série appartient bien à une industrie à débitage Levallois, son âge donne lieu à des interprétations différentes : Levallois VI pour R. AGACHE (1968), A. LEFEBVRE (1968, 1969 b) qui propose ainsi un âge Würm I-II pour

le paléosol ; industrie analogue au "Menhecourien" pour F. BOURDIER (1969 a, b) qui la situe à la transition entre le Mindel-Riss et le Riss ancien. Les autres industries trouvées dans la coupe de Sangatte sont clactoniennes ou acheuléennes, en particulier une série de débitage trouvée au sommet des éboulis 7 (point 1010), dont le gisement s'expliquerait pour A. LEFEBVRE (1968, 1969 b) par une inversion stratigraphique, hypothèse que F. BOURDIER (1969 b) considère comme inutile, cette industrie levalloisienne à grands éclats lourds pouvant être postérieure à celle du paléosol tourbeux. J.L. BAUDET (1971) s'interroge également sur la présence d'un Levalloisien archaïque situé vers la partie supérieure de la stratigraphie.

Le problème essentiel posé par les données préhistoriques de Sangatte reste donc la détermination de l'industrie du niveau tourbeux, et il est souhaitable que de nouvelles trouvailles soient effectuées, qui permettraient une étude typologique détaillée. Dans l'état actuel des recherches, on peut conclure à l'absence de toute série indubitablement moustérienne dans les formations de Sangatte (A. TUFFREAU, 1971 a).

L'ensemble des données fournies par la coupe laisse problématique la détermination chronologique précise du littoral fossile de Sangatte qui peut appartenir à l'un des derniers Interglaciaires. Mon interprétation précédente (J. SOMME, 1969 b,d,e) doit être abandonnée car la coupe de Sangatte ne peut actuellement servir ni de référence, ni de jalon pour le littoral éemien. Il est évident que, face à la complexité des problèmes posés, le simple critère d'altitude ne peut constituer une preuve suffisante pour attribuer ce site au dernier Interglaciaire. Cette question sera reprise d'une façon générale au terme de l'inventaire des autres gisements pléistocènes du Calaisais et de la Flandre, aussi bien en profondeur qu'en surface, dont l'étude préalable est indispensable, car elle fournit de nouveaux éléments pour l'interprétation du site ponctuel de Sangatte. Retenons dès à présent qu'une majorité d'arguments plaide plutôt en faveur d'un âge plus ancien que l'Eemien.

2 - Les cordons littoraux pléistocènes du Calaisis

Des témoins pléistocènes isolés, soit en bordure (Petite Rouge Cambre), soit dans la plaine maritime flandrienne (Coulogne, Attaques) sont considérés depuis les travaux de A. BRIQUET et G. DUBOIS comme appartenant au même système littoral que celui de Sangatte. S'y ajoute le gisement de galets de Fort Château dans une position plus excentrique et d'interprétation plus problématique.

Les données nouvelles obtenues au hasard de coupes fugitives et de sondages ne remettent pas en question les conclusions générales des anciens travaux. Elles permettent surtout de replacer ces témoins affleurants dans la morphologie ensevelie sous les dépôts de la plaine maritime, et de tirer de cette reconstitution des conclusions qui éclairent le problème posé par la falaise de Sangatte.

Il est vraisemblable que la falaise morte se poursuit vers l'ESE jusqu'aux abords de Coquelles, mais elle disparaît d'une façon certaine à l'E de ce village car le versant crayeux plonge doucement sous une mince couverture limoneuse. La butte de Petite Rouge Cambre (alt. 8m), à peine marquée par un léger col, constitue un promontoire en bordure de la plaine maritime car celle-ci l'entoure au N, à l'E et au S. Elle tombe sur le marais par un versant relativement abrupt qui a servi de falaise à la mer flandrienne (Assise de Calais). A son extrémité S, un cordon de galets holocène émerge en effet de la tourbe de surface qui en ce point affleure (lieu dit : Le Batardeau) (fig. 146), 159).

La butte orientée NW-SE est constituée par des galets marins, de fort calibre, et des sables ferrugineux, recouverts par un limon sableux à silex cassés. La formation marine dont la stratigraphie est mal connue repose sur la craie vers l'alt. 0. Selon l'interprétation de A. BRIQUET (1905 a, 1923 a), reprise par G. DUBOIS (1924), il s'agit de la racine d'un épi se détachant du cap de Coquelles, contemporain du littoral de Sangatte.

Ce dépôt marin a livré à A. LEFEBVRE (1961, 1969 b) un important matériel lithique qu'il classe en cinq séries dont les plus anciennes ont été dénommées "Coquellien" (terme préférable à celui de "Calvisien" qui semble avoir été proposé par J.L. BAUDET, à la suite de H. BREUIL, car ce dernier terme doit être réservé à l'assise holocène) et qu'il attribue pour une part à l'Interglaciaire Riss-Würm. Ce matériel complexe, souvent roulé, à débitage levallois ou protolevallois, a donné lieu à un important débat dont les conclusions typologiques et chronologiques restent incertaines : complexe original analogue au Baltien et d'âge relativement récent ou bien industries concassées se rattachant aux principaux groupes du Paléolithique ancien (cf. A. TUFFREAU, 1971 a).

Les massifs de Coulogne et des Attaques sont deux témoins, isolés au milieu de la plaine flamandaise, alignés NW-SE, d'une extension orientale du même cordon littoral. Les données nouvelles concernent surtout le gisement de Coulogne.

Le massif de Coulogne a été décrit avec précision par G. DUBOIS (1924). La surface originelle de cette butte très surbaissée ne doit guère dépasser 7,5 m (la butte cotée 9,7 m est d'origine anthropique). Le massif a son grand axe orienté WNW-ESE. Nettement dissymétrique, son talus septentrional est rectiligne et en pente relativement forte (Rue Basse) alors que le versant méridional est plus doux et festonné. Les galets et sables qui le composent plongent assez lentement de ce côté sous les formations holocènes, alors qu'au N existe une sorte de petite falaise flamandaise ourlée par un cordon noyé dans la plaine.

Les descriptions de G. DUBOIS et d'A. BRIQUET sont surtout à modifier sur deux points concernant la lithologie des formations et leur épaisseur. Réputés sans fossiles, les sables de Coulogne se sont révélés en fait coquilliers en profondeur (A. LEFEBVRE, 1969 b ; J. SOMME, 1969 b, e). La base de la formation placée par G. DUBOIS

(1924) vers + 2,50 m se trouve à une cote nettement inférieure, puisqu'un sondage effectué sur ma demande par le B.R.G.M. en 1969 au centre du massif (file Guines 1/25 000 n° 1, x = 568,5 ; y = 358,4 ; z = 7) a dû être arrêté à - 6 m sans avoir atteint l'Yprésien.

La stratigraphie générale fournie par le sondage confirme que les galets et graviers n'existent qu'à la partie supérieure (0,5 à 2,1 m) comme l'avait reconnu G. DUBOIS (sond. 68, 118) ; ils reposent sur des sables rougeâtres grossiers (2,1 à 4,5 m) qui deviennent jaunâtres et progressivement plus fins en même temps qu'ils contiennent des débris de coquilles marines (C. edule) surtout abondants entre 4,5 et 7,1 m.

La présence de sables coquilliers est un fait stratigraphique général car elle avait été précédemment reconnue (A. LEFEBVRE) à la bordure N du massif, à une altitude comparable (sommet des sables coquilliers : + 2,5 m) grâce à une fouille de construction. Dans le même temps, j'ai observé cette coupe avec R. LEFEBVRE (1967), elle ne montrait plus en affleurement que les 2 mètres supérieurs ; un sondage à la tarière à main n'a pu être mené que jusqu'à 4,65 m dans les sables coquilliers. (file Guines 1/ 25 000 n°1, x = 567,8 ; y = 358,8 ; z = 6).

Ce profil précise la stratigraphie des couches supérieures du cordon de Coulogne :

- 1 - 0 à 0,80 m : limon sableux rougeâtre avec galets entiers et cassés épars, passant vers le bas à un sable lité.
- 2 - 0,80 à 1,90 m : alternance de lits de sables rougeâtres, brunâtres ou verdâtres, grossiers ou fins (éch. 10) et de galets de silex. Les plus gros galets se situent entre 1,10 et 1,30 m (éch. 9).
- 3 - 1,90 à 2,20 m : sable grossier brun rougeâtre lité (éch. 2) surmonté d'un liseré de petits cailloux (L = 1 à 3 cm), usés mais non roulés, patinés, de silex et d'Yprésien, disposés à plat.
- 4 - 2,20 à 2,45 m : argile compacte jaunâtre à points noirs.

- 5 - 2,45 à 2,85 m : sable limono-argileux jaune avec quelques petits cailloux usés, identiques à ceux de la couche 3.
- 6 - 2,85 à 3,45 m : alternance de lits d'argile sableux gris jaunâtre et de sable rougeâtre violacé grossier à graveleux (éch. 13).
- 7 - 3,45 à 4,65 m : sable grossier jaunâtre ou rougeâtre à débris de coquilles marines (éch. 14).
- 4,65 m : fin du sondage (éboulement).

La couche 2 à galets présentait un léger pendage vers le NNW alors que les couches sous-jacentes étaient subhorizontales. Ce dispositif de la couche supérieure est comparable à celui que l'on a observé dans le cordon flandrien des Pierrettes et suggère une dynamique identique.

La couche à galets de la coupe de la Rue Basse n'est pas représentative parfaitement de la stratigraphie de la butte car elle ne comporte que des galets de petit calibre (max. L : 125 mm) disposés en ordre lâche dans une matrice sableuse importante, alors qu'au S les galets ont des dimensions moyennes nettement plus fortes:

composition granulométrique du niveau principal à galets de la couche 2:	
	% (en poids)
galets (L > 20 mm)	37,3
dont L > 50 mm	9,5
graviers	18,1
fraction fine	44,6

La stratigraphie détaillée des niveaux supérieurs sus-jacents aux sables coquilliers est cependant un fait général car les couches 3 à 6 ont récemment été observées dans une coupe sur le versant W du massif, directement sous un sable remaniant les galets marins qui n'existent plus en place. Ces couches intermédiaires (cf. éch. 2, fig. 137) semblent témoigner d'un épisode continental entre deux phases marines : dépôt de sables coquilliers à la base et dépôt de sables et galets au sommet. Ces derniers, développés sur une faible épaisseur, représentent un stade tardif et sans doute localisé (leur présence justifiant la conservation morphologique) de la sédimentation marine.

Les sables coquilliers inférieurs assez grossiers indiquent une extension antérieure du dépôt marin de plage. Les coquilles, surtout constituées de débris de Cardium très altérés, ont donné lieu à une datation au C 14 (32 800 $\pm$ 300 B.P. : cf. A. LEFEBVRE, 1969 b) qui est évidemment trop jeune pour ce gisement antéweichsélien.

La connaissance stratigraphique du massif des Attaques se limite à la partie supérieure en l'absence de coupes et de sondages (G. DUBOIS, 1924 ; R. LEFEBVRE, 1967). On ignore si, sous le limon sableux de surface et les sables rougeâtres avec galets (0 à 2,50 m), existe une stratigraphie comparable à celle de Coulogne.

Ce massif est plus réduit que le précédent et il n'atteint guère qu'une altitude de 5 m, émergeant de peu, sans relief net, de la plaine dunkerquienne. Sa forme, grossièrement elliptique, recourbée vers le SE, est dans le prolongement du grand axe de Coulogne (cf. G. DUBOIS, 1924).

L'interprétation de ces trois massifs due à A. BRIQUET et G. DUBOIS ne semble pas devoir être modifiée. Rappelons cependant qu'elle comporte deux aspects : éléments d'un même cordon littoral d'une part, de même âge que la plage fossile de Sangatte d'autre part. G. DUBOIS a bien montré que ces trois massifs appartiennent au même système de cordon littoral avec une courbure générale, une dissymétrie (Coulogne) avec amorce de digitations vers le S et une diminution progressive du calibre des éléments d'W en E, traits comparables à ceux du cordon littoral flandrien des Pierrettes (cf. fig.129). Comme celui-ci, il s'agit du témoin de la fermeture progressive d'un golfe (cf. A. BRIQUET, 1930). Ceci est confirmé par l'existence des sables coquilliers profonds de Coquelles qui prouve l'extension méridionale du bassin maritime avant l'édification du cordon de galets superficiel. Ce dispositif est encore comparable à celui des Pierrettes où les

galets reposent sur des formations fines. Le stade antérieur d'avancée maximum de la mer devait donc se trouver plus au S, comme dans le cas du bassin flandrien.

Il semblerait logique de voir dans le gisement de galets de Fort Chateau (Butte d'Hames) (fig.129) le témoin de ce littoral, interprétation proposée par A. BRIQUET (1906 c), alors que G. DUBOIS (1924) y voyait avec doute "une formation monastirienne, un peu plus récente que les sables et galets de Sangatte-Coulogne-Attaques". Mais les données fournies par ce gisement sont pauvres. Les galets, mêlés d'ailleurs à des cailloux peu usés, n'existent qu'à la surface du sol et dans la couche de terre labourée, sur une petite zone de forme elliptique, orientée NNW-SSE, parallèlement à la direction générale de la bordure de la plaine maritime. Le gisement émerge faiblement (alt. 3m) du marais (alt. 0-1 m) où affleure la tourbe holocène. Il est rattaché au versant continental de la Rue d'Hames par un étroit pédoncule constitué de loess (sond. pers. Guines 139 et 140). Les galets reposent à la surface d'un loess panaché légèrement sableux (sond. pers. Guines 142 : sable = 15 % ; limon grossier ± 49 % ; limon fin ± 25 % ; argile = 10 %), épais d'environ 1,50 m. Les formations sous-jacentes, de couleur gris-bleuâtre à l'état frais, sont sablo-limoneuses, avec la même prédominance des sables très fins et des limons grossiers (mode entre 0,063 et 0,040 mm). Il s'agit d'une couverture limoneuse de versant - interprétation qui était également celle de G. DUBOIS (1924) - dont l'âge pourrait cependant être antérieur au Weichsélien, le limon supérieur n'ayant pas le faciès caractéristique du loess de couverture que l'on peut observer à proximité et présentant une altération pédologique plus poussée que le sol récent.

Comme les sondages à la tarière à main n'ont pas pénétré au-delà de 3 m de profondeur par suite du caractère bouillant des formations gorgées d'eau, les données de G. DUBOIS (1922 f, 1924) qui signalait une argile verte très compacte entre 3,50 et 4 m ne peuvent être complétées. Une campagne de sondages effectuée par le B.R.G.M. en 1969

(A. PHILLIPART) en vue de reconnaître la profondeur du substrat a été gênée par les inondations. Un seul sondage au NE de la Ferme du Petit Bois (file Guines 1/25 000 n° 1, $x = 566,6$; $y = 355,85$; $z = 4$) a pu pénétrer jusqu'à 8,50 m, dans une série de loess brun jaunâtre, calcaire en profondeur, attribuable au Weichsélien.

Il est vraisemblable qu'existe au niveau du pédoncule une dépression marquée dans le substrat landénien, lequel se trouve à la cote -10 environ un peu au N (puits de la ferme près de mon sondage 141) et qu'elle appartient au système de talwegs fossiles prolongeant les vallons de l'arrière-pays (Hanes-Bougres) colmaté par des formations continentales pléistocènes. Le tracé actuel de la Rivière d'Hanes-Bougres, traversant le pédoncule, est d'origine anthropique, mais il serait ainsi superposé à une ancienne vallée dissymétrique pléistocène. De nombreux autres exemples d'une telle coïncidence existent dans la plaine maritime. Ce tracé est d'ailleurs vraisemblablement en rapport avec un accident du substrat car le toit de la craie, qui est encore à la cote 0 en aval de Saint-Tricat, se trouve vers -30 à la Rue d'Hanes, soit une distance inférieure à 2 km. Il s'agit du prolongement du réseau de failles, figuré sur la nouvelle feuille géologique de Guines (1/50 000) seulement à l'E de Guines (cf. 4e partie).

Il n'est donc guère possible d'interpréter le gisement de galets marins épars de Fort-Château et de le rattacher avec certitude au système de la Petite-Rouge-Cambre - Coulogne. Son âge pléistocène reste cependant acquis car l'Holocène, au demeurant nettement plus bas, ne comporte aucune formation à galets dans cette partie de la plaine et il ne peut s'agir de projections. L'argument préhistorique tendrait à le rattacher au cordon de la Petite-Rouge-Cambre car les pièces lithiques taillées remaniées avec les galets sont du même type (A. LEFEBVRE, 1969 b). En outre, le dispositif morphologique, bien que plus accentué, est comparable. Dans l'état actuel des données, l'hypothèse de A. BRIQUET semble donc probable.

En dehors du gisement démantelé de Fort Château, la corrélation entre ces témoins de cordons du Calaisais et la plage fossile de Sangatte, établie par A. BRIQUET et confirmée par G. DUBOIS, repose surtout sur des critères géographiques. Il manque cependant les données enfouies entre Sangatte et Coquelles pour établir avec précision le relais et situer exactement l'âge relatif de mise en place des divers éléments. L'altitude des massifs de galets n'est qu'indicative car leur partie superficielle a été remaniée. Le fait important est la présence des galets uniquement au sommet, ce qui n'est compatible qu'avec un haut niveau marin qui ne peut être que celui représenté à Sangatte. Mais comme ce cordon ancien, dont la similitude avec le système flandrien des Pierrettes est très étroite, représente un stade de fermeture d'un bassin qui était antérieurement plus étendu, il est nécessaire de préciser les données sur la morphologie et les formations profondes de la plaine maritime.

3 - Morphologie et formations profondes de la plaine maritime

Dans le Calaisais, et plus largement dans l'ensemble de la plaine maritime holocène, les témoins pléistocènes ne se limitent pas aux cordons affleurants. Il existe en profondeur des dépôts anté-holocènes associés à une morphologie fossile diversifiée. Leur analyse est indispensable dans l'exposé du problème chronologique posé par Sangatte et ses éléments associés.

G. DUBOIS (1924) a esquissé les caractères du fond de la plaine maritime à partir des sondages et a analysé en particulier celui de Coquelles qui lui a permis de reconnaître l'Assise d'Ostende dans le Calaisais (entre les alt. -15 et -30 environ) sous les Assises de Dunkerque et de Calais. Pour cet auteur, l'Assise d'Ostende (regroupant les couches inférieures d'Ostende, de Leffinghe, Middelkerke, Flessingue) à Corbicula fluminalis appartient au Flandrien inférieur, l'étage flandrien correspondant à la fois à la fin du

Pléistocène et à l'Holocène (1924). Il considère que cet ensemble représente un cycle unique de renblaiement maritime lié à la remontée de la mer postérieurement à la régression qui avait suivi le haut niveau interglaciaire monastirien. Plus tard (1930 b) il attribuera au Flandrien inférieur une longue durée le faisant débiter tôt dans le Würmien.

Ce rappel n'a qu'un intérêt historique ; il introduit cependant la mise au point nécessaire sur la notion d'Assise d'Ostende. Celle-ci, rangée dans le post-glaciaire par A. HACQUAERT et F. HALET (1931), a été successivement considérée par R. TAVERNIER comme un dépôt würmien interstadial (1946), puis comme une formation interglaciaire Riss-Würm (1954b). Dans sa définition actuelle, l'Assise d'Ostende est donc équivalente de l'Eemien et, dans sa localité-type, se définit par les couches inférieures marines (de 26,50 à 31,40 m de profondeur) (J. DE HEINZELIN et R. TAVERNIER, 1957). Beaucoup plus que Corbicula fluminalis, espèce fluviatile, le fossile caractéristique est Tapes senescens var. eemiensis (R. PAEPE, 1965a). La partie supérieure de l'Assise d'Ostende (s.l.) est formée par la zone des sables de Leffinghe que R. TAVERNIER a assimilé aux sables de couverture (1947b, 1948). L'ensemble des assises d'Ostende (marine) et de Leffinghe (continentale) représentent donc les dépôts du Pléistocène récent (Eemien et Weichsélien) sous les formations holocènes (assises de Calais et de Dunkerque) -Flandrien- de la plaine maritime.

La présence de dépôts pléistocènes est un fait général dans les formations profondes de la plaine maritime et se retrouve en territoire français. Dans l'état actuel des recherches il n'est cependant pas possible d'affirmer l'existence précise de l'Eemien marin sous les dépôts continentaux weichséliens bien représentés. Ces conclusions résultent essentiellement de l'interprétation des données descriptives fournies par les coupes de sondages profonds. Ceux-ci sont cependant inégalement répartis, surtout nombreux autour de Calais et de Dunkerque, soit dans la partie septentrionale de la plaine, alors que la partie méridionale, notamment entre Watten et Bourbourg, pourtant essentielle

pour comprendre les relations avec l'arrière-pays continental, est beaucoup moins connue. Les sondages sont également de qualité variable et leur interprétation est parfois délicate uniquement pour déterminer la position du substrat antéquaternaire lorsque celui-ci est constitué par le Landénien, difficulté déjà signalée pour l'ensemble de la Région du Nord. Les cartes représentant le toit du substrat en courbes de niveau ont donc souvent une valeur provisoire ; elles sont suffisantes cependant pour définir le style général de la morphologie fossilisée.

Au niveau du littoral actuel, à l'E de Calais, l'Eocène se trouve autour de la cote -30 (fig.138), alors qu'il se trouve à peu près à 0 en bordure de la plaine, les talwegs intérieurs étant peu creusés en dehors de celui de l'Aa. On ignore cependant le modelé de la région où débouche l'Aa et la Hem. De récents sondages (+) effectués dans la région de Drincham et de Millam (fle Cassel 1/25 OOC n°2), à la bordure même de la plaine, ont révélé une épaisseur étonnante de formations quaternaires (max.: -21 m) dans l'axe d'un léger rentrant (fig.139G), la base de l'Holocène marin se situant vers -11 m. Le dispositif est assez comparable à celui du Marais de Guines où certains sondages attribuent plus de 20 m au Quaternaire. Par contre dans la région d'Ardres le substrat est atteint en général avant -10 m. En dehors des zones de talwegs fossiles, la partie méridionale de la plaine prolonge donc en faible pente la morphologie intérieure adoucie.

Au N de cette première zone, la descente générale du toit du substrat s'accélère entre -10 et -25 m, pour tomber sur la zone plus calme située à l'aplomb de la côte actuelle. La zone intermédiaire, mieux connue par les sondages, montre une série de talwegs creusés sur une dizaine de mètres (courbes de -15, -20 et -25) dont le raccordement précis avec la bordure continentale est parfois incertain par suite de l'insuffisance des données de la zone méridionale. Les

(+) Les résultats de cette recherche m'ont été obligeamment communiqués par J. IEPLAT (Laboratoire des Ponts et Chaussées de Lille).

principaux talwegs se situent : au S de Calais, entre La Petite-Rouge-Cambre et Coulogne ; au S de Marck entre Coulogne et les Attaques ; au niveau de Nouvelle-Eglise ; à l'aplomb de l'Aa, au S de Gravelines ; entre Gravelines et Loon-Plage ; au S de Dunkerque (fig.138). Ils semblent bien former de véritables petits réseaux comme celui de Calais dont la dissymétrie (versant E rectiligne en pente plus forte ; versant W en pente plus douce échancré par des talwegs adjacents) est en relation directe avec la structure puisque la dépression se situe au contact du Landónien et de l'Yprésien qui plongent vers l'E selon une forte flexure accompagnée d'un réseau de failles ou fractures. Cette morphologie de type monoclinale est tout à fait comparable à celle que l'on observe dans la région continentale, dans les mêmes conditions de structure (Neuffossé, Baroeul, S du Pévèle). Cet exemple qui est le mieux connu montre bien que la morphologie fossilisée de la plaine maritime est d'origine continentale, l'action marine flandrienne s'étant limitée essentiellement à un colmatage.

La preuve est fournie par les dépôts continentaux qui tapissent le fond de la plaine. Dans les zones méridionale et intermédiaire les dépôts marins holocènes reposent presque constamment sur des formations limoneuses ou sableuses attribuables au Weichsélien, épaissies de 2 à 5 m en moyenne. Cette interprétation a été confirmée par une datation absolue réalisée sur une tourbe profonde au SE de Gravelines.

Le sondage P 17 (Projet de canal littoral Calais-Dunkerque) (file Calais 1/25 000 n°8 ; x = 586,9 ; y = 364,8 ; z = 2), situé sur le versant E du talweg de Gravelines montre la stratigraphie suivante (fig.139a) :

- 1 - 0 à 1,30 m : limon sableux gris clair.
- 2 - 1,3 à 3,5 m : sable fin gris beige à gris verdâtre.
- 3 - 3,5 à 8 m : sable limoneux et vaseux (tourbeux vers 7,50 m) .
- 4 - 8 à 18,6 m : sable gris uniforme avec quelques coquilles ;
verdâtre à la base.
- 5 - 18,6 à 19,7 m : sable vert kaki limoneux.

- 6 - 19,7 à 20 m : tourbe marron (éch. 481).
- 7 - 20 à 22,8 m : sable limoneux gris vert.
- 8 - 22,8 à 26 m : argile grise compacte et plastique (Yprésien).

Les couches 1 à 4 (partiellement peut-être pour cette dernière) représentent le Flandrien marin. Les couches 5 à 7 correspondent à une sédimentation continentale (coquilles terrestres). La tourbe (couche 6, éch. 481) a donné par la méthode du C 14 un âge de $33\ 110 \pm 740$ B.P. (GrN - 5869) qui est en accord avec l'hypothèse stratigraphique générale, mais dont la signification exacte, entre les Interstades d'Hengelo et de Denekamp doit être précisée par d'autres données(+).

De nombreux autres sondages, en particulier dans le Calaisis, fournissent des indications assez comparables à celles du forage précédent. En particulier, comme l'avait noté G. DUBOIS (1924), leurs relevés mentionnent souvent un niveau tourbeux vers -17 -19 m. Cependant pour l'attribution chronologique d'un tel niveau, trois hypothèses sont théoriquement possibles : holocène, intra-weichsélienne, éémienne. La première, qui est suggérée par corrélation avec la stratigraphie-type de l'Holocène des Pays-Bas où une tourbe inférieure (Boréal) se situe à la base de l'Assise de Calais (B.P. HAGEMAN, 1969), ne semble pas devoir être systématiquement retenue car, contrairement aux Pays-Bas, la topographie infraholocène, caractérisée à la fois par une pente générale plus forte et un modelé plus accusé, devait s'opposer à la formation d'une tourbière généralisée. Celle-ci a pu exister cependant au fond des talwegs comme l'indique le dispositif de la région continentale. L'hypothèse doit donc être éventuellement retenue pour certains fonds de talwegs fossiles dans le Calaisis (fig. 139A, sond. Guines n° B.R.G.M. 70-1 par ex.) où les formations marines que l'on peut considérer comme appartenant à l'Assise de Calais reposent directement sur un niveau tourbeux qui peut être rattaché d'ailleurs à une phase régressive du Boréal.

(+) Des recherches sont en cours sur les formations profondes, en particulier une analyse palynologique de la tourbe du sondage de Gravelines par R. VANHOORNE.

Les formations profondes doivent donc appartenir essentiellement au Pléistocène récent. Si le Weichsélien est largement représenté comme le suggère en particulier le sondage de Gravelines, la preuve de l'existence de tourbe éémienne et de dépôts marins de l'Assise d'Os-tende reste à établir.

Il existe une logique dans la répartition des formations profondes pléistocènes qui précise la morphologie fossile infra-holocène, laquelle est en partie différente de celle révélée par le toit du substrat antéquaternaire. Si nous reprenons la division en trois zones mises en évidence par cette dernière, les dépôts pléistocènes sont très largement présents dans les deux zones méridionale et intermédiaire, loess sur versants et formations sablo-limoneuses, parfois caillouteuses, au niveau des talwegs fossiles. Dans la zone intermédiaire, ces talwegs, qui semblent plus marqués, présentent souvent une topographie dissymétrique ; la dissymétrie s'accuse si l'on considère la répartition des dépôts pléistocènes localisés sur le versant plus doux tourné vers le secteur oriental (fig.139C, E, F). Ce dispositif est la continuation de celui de la région intérieure (vallées dissymétriques du Houtland) et il s'agit de la même dissymétrie d'origine climatique périglaciaire. A l'intérieur de la zone intermédiaire, les dépôts pléistocènes existent également au fond des talwegs. On peut supposer ainsi qu'ils ont une épaisseur de l'ordre de 15 m au sondage P 20 (fle Guines 1/25 000 n° 2, x = 570,4 ; y = 357,9 ; z = 1,5) (fig.139A), localisé entre Coulogne et les Attaques. Le relevé de ce sondage indique en effet :

- 1 - 0 à 1,3 m : limon tourbeux à débris végétaux.
- 2 - 1,3 à 3,5 m : tourbe marron molle à débris végétaux.
- 3 - 3,5 à 6,5 m : sable limoneux gris avec traces de vase.
- 4 - 6,5 à 11 m : limon organique et plastique, légèrement sableux en tête, tourbeux à la base.
- 5 - 11 à 16 m : sable fin jaune brique à passées vertes.
- 6 - 16 à 17,5 m : sable moyen gris vert avec silex.
- 7 - 17,5 à 23 m : limon organique vert sombre, tourbeux en tête, argileux à la base.

8 - 23 à 25,7 m : sable fin argileux verdâtre avec quelques graviers noirs à la base.

9 - 25,7 m : argile gris noir compacte et plastique (Yprésien).

Les couches 5 à 8 représenteraient les formations pléistocènes reposant sur l'argile yprésienne ; les couches 1 à 4 sont au contraire typiques de la sédimentation locale holocène.

A la bordure N de la zone intermédiaire, un changement s'opère. Les formations pléistocènes de faciès continental n'existent plus que sur les hauts fonds et sur les versants tournés vers l'E ; ils manquent au fond des talwegs de même que dans la zone septentrionale où des dépôts marins reposent directement sur l'Yprésien. Dans cette dernière zone, la base des formations est caractérisée par une couche de galets à partir de -20 m (fig.13E, F). Les descriptions de sondages n'indiquant aucun hiatus, il est probable que ces dépôts sont totalement flandriens. Au changement morphologique qui se manifeste avec la zone septentrionale correspond donc également un changement stratigraphique. Cette zone de talus doit être alors imputable à une érosion marine.

L'incertitude dans l'interprétation des sondages concerne aussi la zone intermédiaire. C'est plus particulièrement le cas de la région de Calais où, par suite de l'évolution flandrienne récente (secteur littoral d'érosion), la zone intermédiaire vient jusqu'à l'aplomb de la côte actuelle. Comme c'est aussi une région où la densité de sondages anciens est forte et qu'elle possède la localité-type de l'Assise de Calais, il s'agit bien du secteur privilégié pour une étude exhaustive des formations de la plaine maritime. Dans cette perspective, la présence du sondage profond dit de Coquelles, réalisé au siècle dernier, mais particulièrement étudié par G. DUBOIS (1924 ; G.D. et R. DEHEE, 1926) qui y avait reconnu et défini son Assise d'Ostende, est particulièrement importante. En effet à ce sondage (fle Guines 1/25 000 n° 1, sond. B.R.G.M. n° 86, x = 565,00 ; y = 359,18 ; z = 2), resté célèbre par un lieu-dit, les couches profondes, sous l'Assise de Calais, comportent un banc de tourbe (de 18,60 à 19,20 m) et une argile sableuse

avec sables graveleux intercalés dans lesquels a été trouvée une dent d'E. primigenius de type très évolué (de 19,20 à 24,20 m). G. DUBOIS interprétait l'ensemble comme une formation estuarienne, poldérienne ou côtière, sans avoir pu cependant disposer d'un relevé précis pour la couche la plus inférieure. Dans l'acceptation actuelle du terme, il ne semble pas s'agir de l'Assise d'Ostende car le caractère marin du dépôt n'est pas prouvé. Au contraire, la position du gisement (talweg fossile dont le prolongement vers l'amont a été reconnu au S de La Petite-Rouge-Cambre) et la présence d'une dent d'E. primigenius non remaniée inciteraient à y voir une formation continentale weichsélienne, comme dans les sondages voisins de Calais. Il s'agirait donc de l'Assise de Leffinghe. Une campagne de sondages serait nécessaire pour réviser, dans de bonnes conditions, la stratigraphie de toutes ces formations profondes qui peuvent contenir éventuellement du Pléistocène marin.

Il reste à observer les relations paléogéographiques entre les dépôts continentaux weichséliens tapissant la morphologie fossile et les cordons marins pléistocènes rattachés à la falaise morte de Sangatte. Il manque pour cela une donnée importante qui est l'altitude exacte du toit de l'Eocène sous les bancs de Coulogne et des Attaques. Pour les Attaques, on ne dispose que d'un sondage ancien, déjà mentionné par G. DUBOIS (1924) et A. BRIQUET (1930), qui est localisé au S du banc de galets (fle Guines 1/25 000 n° 2, sond. B.R.G.M. n° 7, x = 571,60 ; y = 356,69 ; z = 2,50) et qui place le sommet de l'Yprésien à la cote -5,75. Le sondage de Coulogne, effectué par le B.R.G.M., s'est arrêté à la cote -6 sans avoir atteint l'Yprésien qui doit être conservé sous une faible épaisseur ainsi que le suggère la morphologie du talweg de Calais. Immédiatement au N de Coulogne, le substrat forme un haut fond (-14 m) (fle Guines 1/25 000 n° 2, sond B.R.G.M. n° 55, x = 568,38 ; y = 359,34 ; z = 0,90) recouvert par les galets et sables graveleux d'une digitation du banc flandrien des Pierrettes. On peut donc admettre que l'Yprésien se situe sous le banc de Coulogne à une altitude peu inférieure à -6 m et qu'entre la Petite-Rouge-Cambre (craie à 0 m) et les Attaques (-5 environ), le dépôt de Coulogne occupe une faible inflexion du substrat correspondant au golfe de la mer pléistocène.

Comme des talwegs profonds (-25 m) tapissés de formations weichséliennes s'enfoncent entre les différents bancs de galets anciens, il faut y voir la manifestation d'une importante érosion postérieure, qui a rompu le cordon ancien. La dénivellation est de l'ordre de 15 à 20 m au niveau du substrat ; elle est comprise entre 17 et 24 m si l'on considère le sommet du colmatage weichsélien et la surface des bancs de Coulogne et de la Petite-Rouge-Cambre. Cet ordre de grandeur est comparable aux données fournies par les vallées de la région intérieure (vallée de l'Aa, Plaine de la Lys). Comme les talwegs fossiles de la plaine maritime correspondent au prolongement de la morphologie intérieure ennoyée par la sédimentation flamandienne, leur évolution doit être interprétée de la même manière. Il y a donc lieu de penser que le creusement maximum des vallées date du Pléistocène moyen, la période weichsélienne ayant été caractérisée essentiellement par un colmatage de ces vallées. La discussion demeure quant à l'âge exact de ce creusement maximum, mais il est acquis qu'il précède la transgression éémienne comme le montrent les données belges.

En Belgique existe également, dans la plaine maritime et à sa bordure, une morphologie fossile avec les dépôts marins de l'Assise d'Ostende (Eémien) conservés en profondeur. Ceux-ci s'étendent largement au fond de la Vallée Flamande (R. TAVERNIER, 1946, 1948, 1954 ; G. DE MOOR, 1963 ; C. VERBRUGGEN, 1971) où le niveau d'incision maximum se situe à -17,5 m N.O. (environ -19,5 m N.G.F.) (+) et doit être considéré comme prééémien. Dans la plaine maritime proprement dite, les dépôts marins du Dernier Interglaciaire sont largement conservés en profondeur (cf la localité-type d'Ostende) dans la région d'Ostende et Bruges (R. PAEPE, 1965 ; W. DE BREUCK, G. DE MOOR et R. MARECHAL, 1969) jusqu'à environ -24 m N.G.F.. Leur extension sous l'Holocène ou sous le Weichsélien est même beaucoup plus grande puisqu'ils débordent le bassin flamandien et ont été reconnus jusqu'à une altitude de l'ordre de 0 (N.G.F.) au SE d'Ostende sous la forme d'un "crag" (R. PAEPE, 1971 d ; R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1972 ; R. PAEPE, R. VANHOORNE et D. DERAYMAEKER, 1972), reposant localement sur des sables de couverture saaliens.

(+) Le 0 du nivellement belge (0 d'Ostende) est situé 2,29 m au-dessous du 0 N.G.F..

Ces données belges fournissent un argument supplémentaire pour conclure à un creusement antéémien des vallées fossiles. Cette conclusion doit orienter les recherches dans les parties française et belge occidentale de la plaine maritime.

Une conclusion plus générale peut être tirée de ces relations morphologiques entre les cordons pléistocènes et la morphologie fossile du Calaisis. Elle concerne l'âge même de ces cordons et du système maritime dont ils témoignent. Si le creusement des talwegs fossiles est antéémien, ou même encore s'il date du début de l'Interglaciaire, le haut niveau marin représenté par les cordons de Petite-Rouge-Cambre, Coulogne et Attaques doit être attribué à un Interglaciaire précédent. Comme ceux-ci sont rattachés au littoral fossile de Sangatte, l'hypothèse d'un âge pléistocène moyen pour ce gisement trouve un nouvel argument.

Quant à l'Émien marin dont des témoins peuvent exister en profondeur, son littoral pourrait être représenté par la formation des Calimottes dans la région de Sangatte. La permanence géographique des littoraux interglaciaires depuis le Pléistocène moyen ainsi réalisée n'est pas un fait isolé comme le montre le gisement marin pléistocène d'Herzeele qui offre en outre un élément de comparaison avec Sangatte.

4 - Le gisement d'Herzeele (Houtland) et le Pléistocène marin du golfe de l'Yser

En dehors du Calaisis, la Région du Nord possède un autre gisement de dépôts marins pléistocènes qui n'a jusqu'à présent été signalé dans aucune publication scientifique (+). Il s'agit de la coupe visible à la Briqueterie d'Herzeele (Houtland), située à proximité de la frontière belge. Or cette coupe est de première importance car elle

(+) M. E. SANGNIER m'a fait part de l'existence de ce gisement insolite qui a été en outre mentionné dans l'Inventaire des ressources pour l'Industrie de la Briqueterie (B.R.G.M., Lille).

offre à l'observation directe des formations qui appartiennent à un vaste gisement centré sur l'Yser, connu et étudié en sondages au-delà de la frontière, et qui constitue un jalon important dans la connaissance du Pléistocène moyen marin.

4 -1. Description des profils d'Herzele

La Briqueterie d'Herzele est localisée sur le versant sud-oriental d'un petit vallon, drainé par la Petite Becque, affluent de rive droite de l'Yser (file Steenvoorde 1/25 000 n° 1 ; $x = 614,32$; $y = 353,5$; $z = 14$). Elle se trouve en pleine Flandre intérieure, à environ 10 km de la plaine maritime aussi bien vers le N (Bergues) que vers le NE (golfe de l'Yser) (fig. 141, IV et V).

Les deux excavations de l'exploitation (I et II) offrent deux coupes orthogonales, l'une orientée du SE au NW dans le sens du versant (II A), l'autre du SW au NE (II B et I). Un premier levé a été effectué en 1971, dont il sera fait mention ici (+) (fig. 141 : parois I et II A).

Les profils montrent les unités lithostratigraphiques suivantes :

- 1 - limon sableux brun jaunâtre (ép. max. : 1 m).
- 2 - sable limoneux brun rougeâtre à picules ferrugineuses ; silex cassés à la base (ép. : 0,50 m).
- 3 - sable limoneux grisâtre à taches ferrugineuses et noires ; éclats de silex à la base. Cette couche est discontinue et forme de vastes lentilles (ép. : 0 à 0,50 m). Elle disparaît vers le NE (paroi I), ainsi que la couche 2.
- 4 - sable fin verdâtre à taches ferrugineuses ou rougeâtre avec linéoles d'argile brune ; cette couche s'épaissit vers le NE et le NW (ép. : 0,30 à 1 m) ; la base devient faiblement litée vers le NE.
- 5 - sable fin grisâtre en stratification ondulée (ripple-marks) avec

(+) Un levé plus détaillé est actuellement en cours avec M. R. PAEPE, Mlle BAETEMAN et M^{me} CUNAT et l'étude complète de la coupe est entreprise avec les collègues du "Centre for Quaternary Stratigraphy" de Bruxelles (Dr. R. PAEPE).

des débris de coquilles marines. Lit coquillier dense à la base à nombreux petits Cardium edule bivalves. L'épaisseur dépasse 2 m vers le NE (coupe I). La couche 5 s'insinue entre les couches 4 et 6, cette dernière étant érodée. A l'extrémité NE de la paroi I, le lit coquillier repose directement sur la tourbe 7 qu'il remanie superficiellement (points 20 à 28).

- 6 - lits alternés finement ondulés d'argile grisâtre ou noirâtre et de sable fin verdâtre, avec traces de racines, devenant plus argileux et tourbeux avec débris végétaux vers le bas (ép. 1 m au SE).
- 7 - tourbe noirâtre compacte avec débris végétaux abondants (bois) (ép. env. : 0,25 m).
- 8 - sables bleu verdâtres lités en stratification entrecroisée avec quelques débris végétaux (bois flotté) devenant brunâtres à la partie supérieure. La partie inférieure comporte des lits d'argile yprésienne remaniée. Cailloux usés et galets de silex à la base.
- 9 - argile bleuâtre compacte (Yprésien).

Le fait essentiel de la stratigraphie est la présence de trois complexes :

- un complexe continental limono-sableux (couches 1 à 3) dont seule la couche 1 présente un faciès plus franchement limoneux et s'étend en couverture continue;
- un complexe sableux (couches 4 et 5) dont le terme inférieur, typiquement marin, apparaît et s'épaissit vers le N en ravinant la couche sous-jacente ;
- un complexe inférieur, argilo-sableux et tourbeux, marin à la base, reposant sur le substrat yprésien qui plonge fortement vers le N en direction des vallons adjacents de l'Yser.

En outre les couches 1, 2, 3 et 4 présentent des faciès d'altération pédologique différents, seule la couche limoneuse supérieure présentant un profil de sol brun récent.

4 - 2. Interprétation et corrélations

La coupe d'Herzele a le grand intérêt de se situer au niveau d'un littoral fossile. En effet les deux complexes inférieurs représentent la bordure d'un marais maritime. Il s'agit d'une sédimentation de type wadden dont la limite continentale est observable pour le complexe sous-jacent à la tourbe vers le S des profils II A et B. La limite du dépôt marin supérieur (couche 5) est en retrait par rapport à celle du précédent ; la forme maine des coquilles bivalves de C. edule indique un domaine très littoral. Une phase d'émergence avec formation d'un marais tourbeux forestier sépare les deux phases marines. Cette stratigraphie qui évoque les faciès du Flandrien implique au moins deux transgressions marines bien distinctes dans une situation littorale.

Alors que la couche 4 correspond au remaniement, sans doute éolien, des sables marins avec un paléosol rougeâtre tacheté, les couches 1 à 3 constituent les termes d'une couverture continentale périglaciaire avec des pédogenèses hydromorphes superposées. L'altération de la couche 2 est comparable à celle de la couche 4 et ne peut être attribuée qu'à des conditions interglaciaires, le faciès dégradé de la couche 3 étant imputable à une phase froide.

Le problème essentiel posé par la coupe d'Herzele est celui de l'âge précis de ce littoral pléistocène interglaciaire, fossilisé par une couverture périglaciaire complexe de versant. Les données fournies par cette dernière sont assez limitées car elles n'offrent guère de repères précis, en dehors des aspects paléopédologiques, pour y retrouver les termes du système stratigraphique du Pléistocène régional. Ceci s'explique d'ailleurs par la position occidentale de la coupe dans l'ensemble du Nord. On constate cependant que seule la couche 1 présente les caractères habituels du Weichsélien, avec une texture loessique et un profil de sol brun lessivé qui correspond au sol récent. Dans cette zone occidentale du Nord, la couverture weichsélienne est souvent réduite à ce terme, attribuable au Pléniglaciaire supérieur (cf. Ruminghen, fig. 103).

Le faciès altéré de la couche 2, dont le sommet est fortement tronqué par la couche sus-jacente, est à attribuer à une pédogenèse antéweichsélienne de rang interglaciaire ; il peut s'agir du sol émien sous un faciès hydromorphe. Comme la couche 4 représente un autre paléosol analogue dont le profil est érodé vers le S, la formation inférieure marine est donc à placer dans un interglaciaire antérieur à l'Emien, qui pourrait être alors l'Holsteinien.

Cette interprétation qui résulte ici des caractères pédo-stratigraphiques a été proposée à partir des données fournies par l'analyse de la tourbe dans un gisement belge corrélable avec celui d'Herzeele. En effet les mêmes "sables à Cardium", déjà signalés par A. RUTOT (1897), existent largement en Flandre occidentale belge dans la région d'Izenberge, proche de la frontière française (R. TAVERNIER et J. DE HEINZELIN, 1962) (fig. 140). Ils reposent sous une couverture épaisse de 1 à 4 m et surmontent localement une tourbe à bois. Leur extension a été reconnue de part et d'autre de la vallée de l'Yser jusqu'à Roesbrugge, près de la frontière. La formation d'Herzeele paraît donc bien en continuité avec ce gisement que l'on peut ainsi désigner du terme de "golfe de l'Yser". Le sondage S H 12 de l'Autoroute A 25 (file Steenvoorde 1/25 000 n° 1 ; x = 613 ; y = 353,410 ; z = 13) a rencontré également un "sable bleu vert à coquilles" à 3 m de profondeur qui indique que le dépôt se prolonge vers l'W dans le bassin de l'Yser, alors que le sondage S H 11 (file Steenvoorde 1/25 000 n° 1 ; x = 613,570 ; y = 352,510 ; z = 16), situé à la fois plus haut et plus au S, ne mentionne qu'un limon, épais de 2 m, sur l'argile yprésienne, ce qui confirme la limite du gisement au S d'Herzeele. On doit supposer qu'il s'étend plus largement au NW d'Herzeele pour de nouveau disparaître au N de l'Yser, mais les sondages manquent pour l'affirmer.

En Belgique, la couche coquillière a été trouvée à des altitudes variables : sommet entre 2,35 m et 12,20 m (N O), soit environ 0 et 10 m (N.G.F.). A Herzeele, la couche marine atteint 11 m.

La faune, étudiée en Belgique, comporte les espèces suivantes : Cardium edule (forme naine), Macoma balthica, Scrobicularia plana, Mytilus edulis, Theodoxus fluviatilis, Hydrobia stagnalis, Nucella lapillus, Bela plicifera, Lymnaea truncatula, Lymnaea cf. peregra, Retusa alba. R. TAVERNIER et J. DE HEINZELIN (1962) concluent de cette faune banale, sauf la présence de Bela plicifera, à un âge holsteinien. La même conclusion provisoire est apportée par R. VANHOORNE (1962, 1968) qui a découvert dans la tourbe de Lo, au milieu d'une flore d'aulnaie, la présence d'Azolla filiculoides, fougère qui disparaît après l'Inter-glaciaire holsteinien. En outre le diagramme pollinique montre bien une ressemblance remarquable avec une partie de celui de Hoxne (Suffolk).

Les données actuelles du vaste gisement "du golfe de l'Yser" montrent qu'il s'agit d'un littoral datant du Pléistocène moyen. L'attribution à l'Holsteinien de la formation coquillière sus-jacente à la tourbe demande cependant confirmation, de même que la corrélation avec les gisements de Lo et de la région d'Izenberge. La coupe d'Herzoele a l'avantage de montrer une stratigraphie plus complexe avec une autre formation marine sous-jacente à la tourbe qui pourrait être antérieure à l'Holsteinien. Elle constitue donc, pour cette raison et par suite de sa localisation méridionale dans le bassin quaternaire de la mer du Nord, une localité-type particulièrement importante pour la stratigraphie et la paléogéographie du Pléistocène moyen marin (fig. 140).

Elle est aussi localisée au niveau même du littoral ancien dont l'altitude est un point de repère précieux. Les sables coquilliers culminent vers 11 m N.G.F., valeur qui doit être considérée comme proche de l'altitude maximum primitive atteinte par le dépôt marin transgressif sur la tourbe.

5 - Conclusions

Trois séries de conclusions peuvent être dégagées de l'observation des données avant de poser dans son ensemble le problème chronologique et de tenter des comparaisons avec des domaines plus éloignés.

1° Dans la région côtière de la Mer du Nord, en territoire français, les gisements de Sangatte et du Calaisais d'une part, d'Herzeele et du golfe de l'Yser d'autre part, sont les seules formations marines pléistocènes situées au-dessus du niveau moyen actuel de la mer. Le massif des dunes internes de Ghyvelde, longtemps attribué au Pléistocène, repose en fait sur des sables marins qui appartiennent à l'assise de Calais (Flandrien) (cf. infra).

2° Les deux ensembles pléistocènes du Calaisais (région de Sangatte) et de l'Yser, qui correspondent tous deux à la position d'un littoral ancien, se situent à une altitude relativement faible, assez identique (9 - 11 m N.G.F.). En terme d'altitude relative par rapport au niveau de la mer holocène, si Sangatte se situe à +5 m, Herzeele occupe une position un peu plus élevée. Toutes ces formations, y compris celle des Calinottes qui est à la même altitude que les cordons actuels, sont interglaciaires. Les données régionales fournissent la preuve de l'absence d'un haut niveau marin au cours du Weichsélien, en particulier celui qui se situerait vers 30 000 - 35 000 B.P. (cf. A. GUILCHET, 1970; R.W. FAIRBRIDGE, 1971).

3° Ces deux systèmes reproduisent en structure et en position géographique un dispositif comparable à celui de la zone côtière holocène marquée par l'existence d'une vaste plaine maritime. Comme cela avait été mis en évidence par A. BRIQUET (1930), l'orientation de l'alignement Sangatte - cordons pléistocènes du Calaisais se retrouve encore au stade du cordon flandrien des Pierrettes. L'élargissement de la plaine maritime en Ardrésis est également un fait ancien. D'autre part, le golfe pléistocène de l'Yser n'est que le prolongement en Flandre intérieure du rentrant flandrien centré sur le même fleuve. En outre, sa stratigraphie, qui montre des formations de wadden et une tourbe forestière, présente des faciès analogues à ceux de l'Holocène, ce qui indique une permanence des mêmes conditions géographiques interglaciaires depuis le Pléistocène moyen.

La forme générale de la plaine maritime holocène était donc déjà réalisée au Pléistocène dans des conditions très voisines. Il s'agit d'un exemple d'héritage particulièrement net. Le fait n'est pas propre à la partie française puisqu'au niveau d'Ostende et Bruges la limite du littoral éémien est proche de celle du littoral flamand. Ce n'est qu'à partir de la vallée flamande que les diverses limites du Quaternaire marin ne coïncident plus aussi rigoureusement (fig. 141). L'homogénéité d'évolution de la plaine maritime, de Calais à Ostende, prouvée à l'Holocène (cf. infra), paraît ainsi un fait plus ancien.

On peut dès lors se demander si les gisements de Sangatte et d'Herzele ne sont pas les témoins d'un même littoral interglaciaire du Pléistocène moyen que l'on peut provisoirement dater de l'Holsteinien, ce qui n'est pas contredit par la faune, au demeurant assez banale. La concordance générale d'altitude, sans être une preuve décisive car on ne peut exclure la néotectonique, constitue cependant une présomption. Cela reste donc une hypothèse de travail, faute de jalons intermédiaires.

Si la formation des Calinottes représente bien le littoral éémien, ce qui serait en accord avec la permanence des lignes de rivage interglaciaires, il n'est cependant pas possible de le situer exactement entre le Calaisis et la Flandre belge. Sa reconnaissance reste donc un problème essentiel qui doit orienter les nouvelles recherches - en particulier par des sondages profonds - car cette dernière phase marine pléistocène est a priori celle qui a laissé les témoins les plus continus comme le montrent la Belgique et les Pays-Bas.

L'extension de l'Eénien est bien connue dans ces deux pays (J.I.S. ZONNEVELD, 1958 ; R. TAVERNIER, 1954 ; R. PAEPE, 1965, 1971 e) (fig. 141) où l'altitude de son sommet plonge du niveau actuel de la mer, en Belgique, à environ -10 m aux Pays-Bas dans la région d'Anersfoort (vallée de la Eem) (W.H. ZAGWIJN, 1961) sous l'effet de la subsidence du bassin néerlandais (S. JELGERSMA, 1961). Celle-ci affectant

l'ensemble du Quaternaire dont l'épaisseur maximum est de l'ordre de 400 m (au lieu de 600 m, par suite de la récente révision de la limite plio-pléistocène) (J.H. VAN VOORTHUYSEN, K. TOERING, W.H. ZAGWIJN, 1972) au NW des Pays-Bas, le Holsteinien marin existe à une profondeur plus grande que l'Eemien dans cette même région (J.I.S. ZONNEVELD, 1958). Il est donc possible d'appliquer à la zone comprise entre le Nord de la France et le Nord des Pays-Bas le schéma de P. WOLSTEDT (1952, 1961), tracé de la Tamise à la Frise, montrant l'inversion stratigraphique des niveaux marins pléistocènes. La région du Nord et la Belgique occidentale appartiendraient encore à la zone de superposition normale si l'on se réfère au schéma généralement admis pour les zones réputées tectoniquement stables et qui trouverait son application sur les côtes atlantiques avec l'étagement des littoraux des deux derniers interglaciaires (A. GUICHER, 1969, 1970 ; R. FAIRBRIDGE, 1971). Mais leurs altitudes respectives et leur écart apparaissent moindres. Il serait ainsi possible de comparer notre région à celle de la zone côtière du Suffolk SE et de l'Essex où l'Eoxnien (Holsteinien) se situe à Clacton sous un faciès d'argile marine et estuarienne entre 3 et 9 m O.D., alors que le niveau marin ipwischien (éemien), non représenté dans la localité-type anglaise de l'Interglaciaire, est estimé occuper une position un peu inférieure au niveau moyen actuel de la mer (R.G. WEST, 1972). Ce dispositif montrerait qu'au niveau de l'Eemien la subsidence est surtout centrée vers les Pays-Bas.

Pour l'Holsteinien, les comparaisons deviennent difficiles car le faciès marin n'existe qu'au NW des Pays-Bas, ce qui implique pour la région intermédiaire un littoral localisé en mer du Nord à l'W de la côte actuelle, comme pour le Cromérien dont les dépôts marins ne sont pas connus sur le continent (H.J. VEENSTRA, 1970) à moins qu'ils ne soient présents à Herzele.

Vers le Sud, sur la côte boulonnaise et picarde, il existe des témoins marins pléistocènes en position de haut niveau, reconnus par A. BRIQUET et G. DUBCIS, mais comme à Sangatte ils sont encore l'objet de discussion et les points de repère certains manquent. Le cailloutis de Wissant (fig.143) à Elephas meridionalis et Hippopotamus

major (J. DE HEINZELIN, 1964 ; M. TERS, 1969 ; F. POPELIN, 1969 ; C. SEILLIER, 1969 ; M. TERS, J.P. FINOT et al., 1969 ; F. BOURDIER, 1969 a) d'origine marine, qui s'enfonce profondément (à plus de 30 m) sous la petite plaine maritime holocène développée entre le cap crétacé du Blanc Nez et le cap jurassique du Gris-Nez, culmine vers 13 m N.G.F. et indique à peu près la position d'un ancien littoral que A. BRIQUET (1930) avait défini comme niveau de 15 m. L'âge reste incertain : Holsteinien pour J. DE HEINZELIN (1964) qui attribue d'ailleurs le remblaiement à un niveau marin trop élevé ; plus vraisemblablement antérieur à cet interglaciaire, peut-être Cronérien (M. TERS, 1969), si l'on considère la stratigraphie des formations continentales sus-jacentes. Comme l'avait bien vu A. BRIQUET et contrairement à l'interprétation de G. DUBOIS qui en faisait par analogie d'altitude un témoin monastirien, il s'agit d'une formation antérieure à celle de Sangatte. En dehors de cette formation et de l'Holocène (Assises de Calais et de Dunkerque), il n'est pas connu d'autres dépôts marins et seuls des arguments morphologiques permettent d'interpréter la bordure de la plaine comme une ancienne falaise pléistocène qui pourrait être démienne. Le niveau tyrrhénien de 30 m signalé par G. DUBOIS ne repose que sur l'existence de "lanbeaux de Diluvium ancien couronnant les collines wealdiennes des environs de Wissant". En fait s'il existe bien un cailloutis fluvial (fig. 143), il ne culmine guère qu'à une vingtaine de mètres d'altitude au niveau du littoral flandrien, sa pente étant relativement forte, et il se trouve recouvert par un puissant ensemble de sables dunaires et de limons. Son altération attribuable à l'Holsteinien permet de supposer que le littoral interglaciaire correspondant était localisé plus au N, soit dans une position actuellement maritime, ce qui rejoint par un autre raisonnement la conclusion de A. BRIQUET (1906 c).

La formation de la Pointe aux Oies (N de Wimereux), au niveau de l'ancien estuaire de la Slack, a été mise en parallèle, par suite de son analogie stratigraphique, avec celle de Wissant (A. BONTE, 1966 a ; F. BOURDIER, 1969 a, qui établit la comparaison avec les argiles litées de la Londe). La falaise actuelle montre en coupe une

plateforme avec galets surmontant de quelques mètres l'estran où affleure latéralement la tourbe holocène (forêt submergée) surmontant l'assise de Calcais. Une industrie à galets aménagés, considérée comme le Paléolithique le plus vieux du Nord de la France, a été trouvée sur l'estran et paraît provenir du cailloutis ancien (R. AGACHE, 1968 ; F. BOURDIER, 1969 a, b ; A. IEFEBVRE, 1969 b ; A. TUFFREAU, 1971 a, b). Il semble bien en effet que la plateforme actuelle, tapissée de ces vieux silex, soit un héritage du littoral ancien.

Il n'existe donc pas dans le Boulonnais de dépôts littoraux connus attribuables à l'Eemien ou à l'Holsteinien. Là encore il est possible que des trouvailles restent à faire dans les formations profondes pléistocènes qui reposent sur le substrat à plus de 30 m de profondeur au niveau des estuaires (Liane, Slack).

Ce n'est qu'avec la plaine maritime picarde que réapparaissent des formations marines attribuables à un Interglaciaire récent. Les cordons littoraux de galets qui culminent entre 9 et 13 m N.G.F., reposant sans doute sur le socle crayeux à une altitude inférieure à 0 m, et qui s'alignent du N de l'Authie au Crotcy, sont en général attribués au dernier Interglaciaire (Bas Normannien), à la suite de l'interprétation monastirienne de G. DUBOIS (1924) (J. TRICART, 1951 ; C. MONIOT, in M. TERS et J.P. PINOT, 1969 ; A. GUILCHER, 1951, 1969). Cependant une datation plus ancienne avait été proposée par A. BRIQUET (1930) qui distinguait ses deux niveaux de 5 et 15 m. Selon R. AGACHE, F. BOURDIER et R. PETIT (1963), qui s'appuient sur les intenses cryoturbations, les altérations et la nature de la couverture, il existerait deux systèmes de cordons (8 et 12 m), l'un attribuable au Mindel-Riss, comme les sables de Menhecourt près d'Abbeville (sommet vers 11 m N.G.F.), l'autre plus ancien.

Sur l'ensemble du littoral boulonnais et picard, il n'y a donc pas d'évidence de la présence d'un niveau marin à une altitude supérieure à 15 m, et en cela il s'apparente au littoral français de la mer du Nord. Il lui ressemble encore par l'ancienneté du tracé

général de la côte actuelle comme le montre l'exemple de Wissant et puisqu'il semble bien que des formations d'âges différents peuvent se trouver à un niveau voisin (F. BOURDIER, 1971). Tout cela témoigne d'une évolution générale commune, au moins depuis le Pléistocène moyen. C'est aussi la confirmation de l'ancienneté du Pas-de-Calais en tant que bras de mer interglaciaire dont l'âge doit être estimé en fonction de la proximité des sites de Sangatte et de Wissant qui ne sont distants que de 10 km. Cette donnée s'oppose à une datation récente comme cela est parfois encore avancé (J.E. PRENTICE, 1972). La probabilité d'un âge elstérien (cf. Quaternaria XII, 1970 : Colloque sur l'évolution des côtes pendant le Quaternaire, INQUA, 1969) serait en accord avec l'interprétation holsteinienne de Sangatte. Mais le gisement de Wissant pourrait faire admettre une plus grande ancienneté. L'importance de ce site paraît plus largement fondamentale pour la connaissance de l'évolution maritime au début du Pléistocène moyen, puisque la formation se situe au-dessous du niveau actuel de la mer et comporte des blocs erratiques d'origine glaciaire (cf. les thèmes proposés par R.W. FAIRBRIDGE, 1971).

Dans l'état actuel du débat tel qu'il résulte des travaux du VIII^e Congrès de l'INQUA (1969), lesquels montrent la grande diversité et complexité d'évolution des rivages au Quaternaire (A. GUILCHER, 1970), il faut conclure sur la difficulté de tenter des corrélations, en termes de niveaux, avec l'ensemble du littoral atlantique, de même qu'avec les données anglaises, également discutées (Haut et Bas-Normannien ; haut niveau hoxnien de 23-25 m et bas niveau ipswichien de 5-7,5 m). Le schéma eustatique s'accorde mal avec les faits existant sur le littoral de la Région du Nord. Il faut sans doute y voir, non pas l'effet de la subsidence néerlandaise qui n'est pas prouvée au S de la vallée flamande, mais plutôt une évolution tectonique commune de toute la région comprise entre l'Artois et le Brabant.

Dans le bassin de la mer du Nord méridionale, le fait paléogéographique essentiel du Pléistocène est le changement des littoraux interglaciaires qui s'effectue au Pléistocène moyen. Au Pléistocène inférieur les littoraux restent localisés dans la région néerlandaise

avec un tracé sensiblement E-W au niveau de la Campine et de l'estuaire actuel de l'Escaut qui est la continuation directe de la situation finitertiaire. Au Pléistocène moyen, avec la formation d'Herzele et le système calaisien, on constate que le bassin maritime s'est fortement agrandi vers le S, le littoral suivant un tracé général qui est déjà celui du Flandrien, ce qui implique la connexion entre la mer du Nord et la Manche. Ce changement paléogographique, qui s'accompagne durant les phases froides de la poussée des grands inlandsis elstérien et saalien avec une forte régression marine corrélative, est décisif pour l'évolution géomorphologique intérieure, en particulier le creusement et le tracé du réseau hydrographique. On comprend dès lors que ses effets aient profondément modifié les conditions du relief antérieur et qu'il soit difficile de reconstituer l'évolution plio-quaternaire de la région.

CHAPITRE 3

LE FLANDRIEN ET L'EVOLUTION HOLOCENE DE LA PLAINE MARITIME

Si la plaine maritime est apparue déjà esquissée au Pléistocène, ses limites actuelles qui définissent la région résultent de son évolution à l'Holocène. La partie française qui débute à Sangatte, à environ 1,5 km de la falaise morte pléistocène, n'est que l'élément méridional d'un vaste ensemble qui s'étend en Belgique, aux Pays-Bas, en Allemagne et au Danemark. Les pays voisins, Belgique et surtout Pays-Bas, où les connaissances sont très avancées, serviront de référence et de terres de comparaison.

1 - Stratigraphie générale du Flandrien

Si le terme de Flandrien a été créé à partir de la Belgique (A. RUTOT et E. VAN DEN BROECK, 1885), il a été répandu et redéfini par G. DUBOIS (1924^a) pour "désigner l'ensemble des couches formées lors du dernier grand cycle sédimentaire reconnu dans les Flandres". Cependant, des trois subdivisions distinguées par G. DUBOIS (Assise d'Ostende, Assise de Calais, Assise de Dunkerque), seules les deux dernières sont holocènes et doivent être retenues pour la définition

du Flandrien marin. Le Flandrien est en effet le terme stratigraphique d'étage, utilisé en Europe occidentale, correspondant à l'Holocène, division chronologique dont la limite avec le Pléistocène a été fixée à 10 000 années B.P. (Congrès INQUA, 1969). Selon la règle appliquée pour les étages interglaciaires, il est défini par les formations marines qui, dans le Bassin de la Mer du Nord, forment les Assises de Calais et de Dunkerque. Les termes de "Calaisien" et de "Dunkerquien" doivent donc être utilisés comme noms de sous-étages, et il n'y a pas lieu de séparer le Dunkerquien du Flandrien comme l'avait fait A. BRIQUET (1930).

Si l'expression de "transgression flandrienne", faisant suite à la "régression pré-flandrienne", est consacrée par l'usage, elle a l'inconvénient de donner au terme un sens chronologique qui déborde l'Holocène, puisque la remontée eustatique du niveau de la mer se manifeste dès la fin du Pléniglaciaire weichsélien. Or au début de l'Holocène, le niveau de la mer est encore à environ 40 m au-dessous du niveau actuel (S. JELGERSMA, 1961 ; N.A. MORNER, 1969, 1971). La sédimentation marine la plus épaisse à l'aplomb du littoral actuel de la région est donc uniquement holocène. Aux Pays-Bas, où les profondeurs sont moindres, la mer n'atteint le territoire actuel qu'à la limite du Boréal et de l'Atlantique (S. JELGERSMA, 1961).

La subdivision en sous étages de G. DUBOIS (Assise de Calais, Assise de Dunkerque) a été adoptée pour l'Holocène marin de la Belgique (cf. R. TAVERNIER, 1947, 1948, 1954 ; R. TAVERNIER et F. MOORMANN, 1954) et des Pays-Bas (cf. J.D. DE JONG, 1960, 1967, 1971 ; S. JELGERSMA, 1961 ; B.P. HAGEMAN, 1969 ; S. VAN DER HEIDE et W.H. ZAGWIJN, 1967) et généralisée pour la "Formation de la Mer du Nord" définie le long des côtes des Pays-Bas, de Basse-Saxe et de Schleswig-Holstein (G. BRAND, B.P. HAGEMAN, S. JELGERSMA et K.H. SINDOWSKI, 1965). Il faut donc préciser la définition initiale de ces termes telle qu'elle avait été proposée par leur auteur à partir des localités-types françaises de Calais et de Dunkerque.

Au préalable, il est nécessaire de faire une remarque concernant la nomenclature. Les termes de Calais et Dunkerque sont utilisés avec des graphies variées selon les langues des auteurs : Kales, Dunkirk, Duinkerke, Duinkerken, Dünkirchen. Ces usages ne sont pas conformes aux règles internationales de nomenclature et il paraît souhaitable que les deux termes ne soient utilisés que dans leur forme française qui est celle de la publication initiale (cf. R.W. FAIRBRIDGE et H.G. RICHARDS, 1967).

G. DUBOIS (1924⁴) a proposé de désigner sous le nom d'Assise de Calais", parce que "c'est près de cette ville que l'assise y possède ses caractères paléontologiques les plus typiques (cordon littoral des Pierrettes)", la masse des sables littoraux des Pierrettes à Calais et des sables gris bleu de la plaine maritime qui se trouvent entre l'altitude 0 environ et une altitude voisine de -15 et sont caractérisés par une faune pratiquement identique à la faune actuelle, avec Zirphaea crispata et Ostrea edulis, mais sans Mya arenaria. Parallèlement, il réunissait sous le nom d'"Assise de Dunkerque" les couches historiques franques et médiévales de la plaine maritime qui forment une zone paléontologique à Mya arenaria, parce que ce fossile est particulièrement abondant dans les argiles poldériennes aux environs de Dunkerque.

Il n'existe donc pas à proprement parler de localités-types dont la coupe aurait servi de fondement à ces définitions de sous-étages. Il s'agit beaucoup plus de régions-types comme cela se justifie pour des formations largement conservées. Il apparaît cependant indispensable de procéder à une révision précise de ces assises dans le Nord de la France, et sans doute le Calaisis est-il la région fondamentale pour cela par suite de sa position au contact du Haut-Pays, de l'existence de toutes les formations sous des faciès variés, en particulier les systèmes de cordon à galets (+).

(+) C'est pour ces raisons que la région calaisienne est actuellement l'objet du travail de révision stratigraphique mené par le groupe international précédemment signalé.

Alors que la plaine maritime française ne donnait plus lieu à des recherches importantes, la stratigraphie et la paléogéographie des deux assises holocènes ont été précisées dans les pays voisins. A. BRIQUET (1930) avait surtout insisté sur le Dunkerquien qu'il distingue du Flandrien pris dans un sens limité essentiellement à l'Assise de Calais. Pour cet auteur, la transgression dunkerquienne, qui succède à la formation généralisée de la tourbe flandrienne, débute au IV^e siècle ap. J.C.. Cette conception, qui est aussi celle de G. DUBOIS pour qui l'Assise de Dunkerque est formée par les sables à Cardium post gallo-romain, est l'aboutissement des travaux antérieurs, notamment de J. GOSSELET, H. DEBRAY, R. BLANCHARD qui s'étaient appuyés en particulier sur les données historiques et archéologiques.

A la suite des études menées en Belgique et aux Pays-Bas, la limite chronologique entre les assises de Calais et de Dunkerque a été fortement reculée. Aux trois transgressions dunkerquiennes (I, II, IIIa et b) est venue s'ajouter plus récemment dans le système stratigraphique des Pays-Bas la phase Dunkerque O ("Cardium") qui rapporte au milieu du Subboréal le début de la séquence dunkerquienne (fig. 144). Celle-ci correspondrait à la période III de l'Holocène (Fin du Subboréal et Subatlantique), marquée par la détérioration climatique (N.A. MORMER, 1969). La désignation de cette phase D O dont les dépôts s'intercalent dans la tourbe supérieure (Holland Peat) est l'un des principaux problèmes stratigraphiques posés par le Flandrien de l'ensemble de la plaine maritime de la Mer du Nord. Dans l'Assise de Calais, aux Pays-Bas (old tidal flat deposits), quatre phases transgressives ont également été distinguées au cours de l'Atlantique et du début du Subboréal, période de l'optimum climatique (Holocène moyen de N.A. MORMER). Comme la mer a atteint le territoire actuel des Pays-Bas lorsque son niveau se trouvait à la cote -20 (C. JELGERSMA, 1961), il n'existe pas dans le sous-sol de dépôts marins datant du début de l'Holocène. Cette limite inférieure de l'Assise de Calais pose donc un autre problème. En effet, dans la Plaine maritime du Nord de la France, la base de la série holocène se situe à des cotes nettement

plus basses qu'aux Pays-Bas (-20 environ) (+).

Les données chronologiques des phases transgressives aux Pays-Bas sont les suivantes (B.P. HAGEMAN, 1969 ; J.D. DE JONG, 1971):

Dunkerque III : 1150 années B.P. et plus récent

Dunkerque II : 1700-1350 années B.P.

Dunkerque I : 2550-2050 années B.P.

Dunkerque 0 : 3450-2950 années B.P.

Calais IV : 4550-3750 années B.P.

Calais III : 5250-4750 années B.P.

Calais II : 6250-5250 années B.P.

Calais I : 7950-6450 années B.P.

Le problème le plus important demeure la fixation de la limite inférieure de l'Assise de Dunkerque. Il apparaît que dans la reconnaissance de terrain, dans le Nord de la France, et sans doute également en Belgique, des formations encore attribuées à l'Assise de Calais correspondent à la première phase dunkerquienne de la stratigraphie néerlandaise. C'est en ce sens que j'ai défini précédemment les unités de la plaine maritime française (J. SOMME, 1969 b, e). Cela tient à l'importance stratigraphique et géographique de la tourbe supérieure ("tourbe de surface" de Belgique) qui s'impose comme limite entre les deux grandes masses de formations marines dans le cadre d'une reconnaissance de terrain qui doit s'appuyer sur des critères évidents. Dans la nouvelle carte géologique (feuilles 1/50 000 Marquise, Guines, Calais), j'ai ainsi distingué trois unités cartographiques : l'Assise

(+) Pour la comparaison entre les cotes d'altitude de la France, de la Belgique et des Pays-Bas, les données concernant les différents nivellements sont les suivantes à la suite des jonctions faites vers 1950. Le zéro D d'Ostende (Oostende Peil) est plus bas que le zéro N.G.F. "Inllemand" de 2,29 m et que le zéro N.A.P. (Normaal Amsterdams Peil) de 2,33 m. Le 0 N.G.F. et le 0 N.A.P. qui correspondent sensiblement au niveau moyen de la mer sont à peu près équivalents. Par contre le 0 d'Ostende a été défini à partir du niveau moyen de la basse mer aux vives eaux : il est inférieur de 2,012 m au niveau moyen de la mer. Il est donc nécessaire de diminuer de 2,29 m les cotes belges pour les rendre comparables aux altitudes françaises.

de Dunkerque, la Tourbe de surface (qui n'affleure que dans le SW du Calaisais) et l'Assise de Calais (qui n'est représentée à l'affleurement que par les cordons de galets de la région de Sangatte et Calais) (J. SOMME, 1969 b). J.D. DE JONG (1971) a proposé de distinguer quatre éléments lithostratigraphiques dans la Formation de la Mer du Nord (Coastal barrier member, Calais Member, Duinkerke Member, Holland peat member) : ce schéma semble pouvoir s'appliquer au Nord de la France bien que les conditions géographiques soient en partie différentes.

2 - Les ensembles régionaux de la Plaine maritime

La partie française de la plaine maritime s'apparente à la zone belge et diffère nettement du bassin néerlandais. Elle présente les mêmes caractères d'étroitesse (20 km max.) qu'en Belgique. De même sa limite continentale coïncide à peu près avec l'extension de l'Assise de Calais, l'Assise de Dunkerque ayant recouvert le même domaine, sauf dans une partie du Calaisais (fig. 128). Même si l'on tient compte de la différence de définition de l'Assise de Dunkerque, les limites d'extension des deux assises diffèrent aux Pays-Bas qui comportent en outre une zonation particulière avec la présence d'une aire périmarine ("perimarine area") où alternent sédiments fluviatiles et tourbes, en arrière de la plaine maritime proprement dite ("lagoonal and tidal flat area") (B.P. HAGEMAN, 1969). Dans la région franco-belge, cette dernière zone vient directement au contact du versant pléistocène, les estuaires n'introduisant que des nuances locales. Si celui de l'Aa se manifeste par l'élargissement général de la plaine maritime française, la sédimentation purement fluviatile et tourbeuse se localise à l'amont du resserrement d'Eperleccues-Matten. C'est ainsi qu'on trouve dans le "bassin de Saint-Omer" les plus grandes épaisseurs de la tourbe holocène (8,45 m dans le vallon du Schoubrouck, au N de Clairmarais) (G. WATERLOT, 1966). Cette région serait en quelque sorte l'équivalent réduit de la zone périmarine.

La limite de la plaine maritime définie par l'extension maximale des dépôts marins, soit en profondeur, soit en surface, que l'on fixe conventionnellement à l'isohypse de 2,50 m, diffère généralement assez peu de cette ligne repère : elle se situerait plutôt à une altitude très légèrement inférieure, soit entre 2,25 m et 2,50 m. Son tracé est en relation avec les grandes articulations de la morphologie intérieure, avec en plus des inflexions légères au niveau des vallons (fig.145).

Bornée d'une façon assez rectiligne de Sangatte à la Petite-Rouge-Cambre par le glacis régulier qui prolonge la falaise morte de Sangatte, la plaine, encore étroite, s'élargit fortement au-delà, ce qui semble bien correspondre à un héritage pléistocène (cf. Fort-Château). Son rebord reste cependant toujours peu marqué, car il s'agit de versants en glacis à faible pente tapissés d'une mince couche de loess weichsélien de couverture (ex : Rumighen, fig.103) qui plonge d'ailleurs en général sous les formations marines. Par contre, le tracé détaillé de la limite est très festonné, présentant des rentrants au niveau des nombreux talwegs élémentaires, dissymétriques pour les plus importants. Il s'agit de l'enneigement d'un modelé continental que l'on peut reconstituer par les sondages et qui est sculpté dans les formations éocènes : c'est donc la continuation du type de relief subaérien de la Flandre intérieure. Le golfe d'Ardres n'est que la manifestation morphologique en surface du contact entre l'argile yprésienne et les sables landéniens dont le rôle a été signalé dans le relief du fond du bassin. A l'W du promontoire de Bois-en-Ardres, l'Y-présien se maintient à faible profondeur.

Malgré l'avancée vers le N du versant continental, au droit d'Audruicq, la Plaine garde une largeur d'environ 12 km par suite du tracé de la côte actuelle. C'est au niveau des débouchés de la Hem et surtout de l'Aa, les deux seules vallées importantes, que la largeur atteint sa valeur maximum (20 km). Le relief du contact prend aussi quelque vigueur à Watten avec les buttes couronnées d'un cailloutis ancien (Forêt d'Eperlecques) qui resserrent en une sorte de défilé la vallée de l'Aa.

Vers le NE, la plaine se rétrécit pour ne plus atteindre qu'une dizaine de kilomètres au niveau de Bergues et de la frontière. Le bas talus (d'argile yprésienne couverte d'un limon sableux peu épais) se festonne par des ouvertures ramifiées, notamment à Bergues. Ce n'est qu'au-delà de la frontière que la plaine s'élargit de nouveau avec le profond rentrant du débouché de l'Yser.

La division régionale (fig. 145), fondée sur les caractères morphologiques généraux, la stratigraphie holocène et la nature des formations de surface, distingue d'abord une zone littorale, caractérisée par les alignements successifs de cordons sableux et dunaires récents, mis en place depuis le Bas Moyen Âge, dont l'étude historique détaillée a été faite par A. BRIQUET (1930), et une zone intérieure dont l'évolution est plus ancienne. L'étude de celle-ci repose sur la répartition des quatre unités lithostratigraphiques : cordons littoraux et dunes anciennes, Assise de Calais définie au sens strict pour le faciès des "sables pissarts", tourbe de surface en partie postérieure aux deux unités précédentes, Assise de Dunkerque à dominante sableuse ou limoneuse superposée à la tourbe ou à l'Assise de Calais. Si l'on considère que les cordons anciens sont une variation de faciès de l'assise de Calais, les trois autres unités ont une signification chronostratigraphique générale. Il est évident que la reconnaissance de ces unités sur le terrain ne résoud pas les problèmes chronologiques précis posés par leurs limites et leurs subdivisions internes. Celles-ci sont en effet variables selon les parties de la plaine, puisque les superpositions changent latéralement.

C'est le Calaisais qui est la région la plus propice à la définition de ces unités et à leur reconnaissance évidente, car elles y sont toutes présentes. En effet les cordons anciens y sont particulièrement développés avec surtout un faciès à galets qui disparaît ailleurs. En outre, une partie de la zone tourbeuse n'a pas été recouverte par les transgressions dunkerquiennes. Ainsi, à partir de cette région et en fonction de la répartition de la tourbe de surface, quatre zones peuvent être distinguées en arrière des dunes récentes (fig. 146).

- zone I : tourbe affleurante.

Si l'on excepte les Moères, ancienne tourbière bombée exploitée depuis le Moyen Age (R. BLANCHARD, 1916-1917 ; R. PAEPE, 1960), la tourbe n'affleure que dans le Marais du Calaisis méridional (marais de Coquelles, de Fréthun, d'Hames-Bougres, de Guines, d'Andres et d'Ardres), ce qui crée une unité particulière (le "Marais" de G. DU-BOIS) (fig.129). En dehors de la tourbe franche, affleurent également des limons tourbeux et des limons calcaires à gastéropodes d'eau douce dont l'intérêt stratigraphique est particulièrement important et qui, en outre, créent des microreliefs. Ce "marais" est globalement, en dehors de la dépression anthropique des Moères, la partie la plus basse de toute la plaine maritime et le secteur où s'observe le mieux le dispositif de marais contraire (cf. F. VERGER, 1968, 1971). En effet, dans toute la zone qui, de Coquelles à Ardres, frange la bordure continentale, les altitudes sont comprises entre 0 et 1 m ; certains secteurs se trouvent même au-dessous du O N.G.F. (min. : -1,3 m).

La tourbe de surface dont l'épaisseur ne dépasse guère 3 m est superposée à l'Assise de Calais ; elle comporte même de minces intercalations marines. En dehors du réseau de talwegs fossiles qui est manifeste entre Guines et Calais (fig.138) et qui marque le contact structural entre la craie et le Tertiaire, le substrat se trouve à moins de 10 m de profondeur au SE. Il est partout recouvert par plusieurs mètres de formations pléistocènes, ce qui réduit l'épaisseur de l'Holocène.

- zone II : tourbe discontinue sous le Dunkerquien.

Les caractères de la stratigraphie profonde de la zone précédente se retrouvent à peu près identiques dans le "marais" (terme local) recouvert par l'Assise de Dunkerque. Il s'agit d'une vaste zone méridionale où la tourbe est encore bien développée, mais inégale ou discontinue par suite de l'érosion due aux chenaux dunkerquiens. L'épaisseur des sédiments qui fossilisent la tourbe est ainsi très variable (quelques cm à 2 m). Cette zone reste étroite au S du Cordon

des Pierrettes où elle entre en contact avec le marais tourbeux progressivement recouvert par une mince plage sableuse. A partir du promontoire de Bois-en-Ardres, un changement majeur s'opère puisque cette zone est limitée directement par le versant pléistocène et que, localement, le sable dunkerquien recouvre le loess. Ce dispositif se poursuit jusque dans le Dunkerquois (zones des sols de cuvettes et des sols à Pléistocène recouvert de R. PAEFE, 1960 ; plaine tourbeuse de B. DELHUILLE, 1970, 1972). Cette région est caractérisée par des microformés complexes en liaison avec une stratigraphie très variable. Plus qu'ailleurs la généralisation à partir de sondages réalisés dans une maille trop large reste aléatoire. Or les levés effectués selon les normes pédologiques (2 sondages à l'ha, J. ANTERYCKX et G. VERSCHELDE, 1962) ne concernent encore que des secteurs limités.

Cette région est la plus propice à l'étude synthétique précise des transgressions et régressions car des couches tourbeuses s'intercalent entre les dépôts marins. Cette partie du Calaisis a ainsi été choisie pour la révision en cours de la stratigraphie flandrienne. Elle rencontre en effet le cordon des Pierrettes qui forme ici sa limite septentrionale et comporte en profondeur des éléments de cordons enfouis.

En dehors de quelques talwegs bien creusés, mais encore largement colmatés par des dépôts pléistocènes (fig. 138), l'épaisseur de l'Holocène ne dépasse guère une dizaine de m. Cette région n'a donc été affectée qu'assez tardivement par les transgressions flandriennes.

Par suite du tracé oblique de la côte actuelle, aux deux extrémités de la plaine, la zone se rapproche du littoral qui la recoupe aussi bien à Sangatte qu'à l'E de Dunkerque, où la tourbe affleure sur l'estran. Il s'agit des deux secteurs côtiers où le bilan d'érosion l'enporte, alors que le littoral engraisse de Calais à Dunkerque (A. BRIQUET, 1930).

- zone III : tourbe sporadique sous le Dunkerquien.

Cette zone pourrait n'être qu'une subdivision de la précédente dans la mesure où elle marque la limite d'extension de la tourbe de surface. Celle-ci n'est plus conservée que localement et la stratigraphie superficielle la plus courante superpose directement l'assise de Dunkerque à l'assise de Calais, en même temps que les faciès deviennent plus constamment sableux (types de dépôts d'estran). Cette sédimentation homogène crée un modelé de plaine régulière, l'altitude se maintenant autour de 2 m : il s'agit de la partie externe du marais contraire.

Cette zone n'existe pas dans le Calaisis, sinon à proximité de Sangatte, et sa limite N s'appuie sur l'extrémité du banc de Marck qui prolonge le cordon des Pierrettes. Ce dernier est donc une coupure fondamentale, séparant les Calaisis antérieur et postérieur de G. DUBOIS (1924).

La limite de la zone III correspond à peu près à l'approfondissement assez brusque du fond du bassin (cotes moyennes : -10 à -20), sorte de talus profondément échancré par les talwegs (fig.138). De plus la sédimentation quaternaire tend à devenir purement holocène avec quelques niveaux tourbeux intercalés dans la série marine (fig.139). Par suite des épaisseurs, cette région est donc complémentaire des précédentes pour une reconstitution stratigraphique globale. Il est dommage que la reconnaissance effectuée pour l'extension du port de Dunkerque n'ait pas pénétré davantage dans cette zone plus méridionale, ce qui aurait d'ailleurs permis de mieux comprendre les conditions du périmètre portuaire qu'il a fallu réduire.

- zone IV : anciens cordons.

Au N de l'axe du cordon des Pierrettes, la tourbe de surface manque totalement. Il s'agit d'un domaine resté plus constamment marin ou littoral, ce que montre la stratigraphie holocène qui dépasse parfois 30 m d'épaisseur. Il est surtout caractéristique de la partie centrale où l'accroissement de la côte depuis le Moyen Age a été maximum.

Les alignements dunaires récents font partie de cet ensemble qui, en arrière, comporte des éléments de cordons anciens, formes majeures du paysage. Le système du cordon des Pierrettes n'est que l'unité la mieux individualisée avec un faciès de galets qui disparaît au-delà du Calaisis. Si la trame devient floue dans toute une vaste région centrale, à l'extrémité orientale le banc sableux de Ghyvelde est de nouveau une unité bien conservée, mais il se trouve inclus dans l'extension de la tourbe (fig.149).

En arrière de la zone des prises post-médiévales, la sédimentation superficielle est essentiellement sableuse. Comme dans une grande partie de la région précédente, l'absence du repère fondamental constitué par la tourbe de surface rend la distinction entre les termes des assises de Calais et de Dunkerque plus délicate. A l'instar des données fournies plus au S, elle s'appuie alors principalement sur la présence d'un contact net (changement de texture, horizon pédogologique ou d'altération, ou simple niveau de décalcification) et sur la différence de couleur (bleu à gris bleu pour l'Assise de Calais, grisâtre à jaunâtre pour l'Assise de Dunkerque dont la partie inférieure peut cependant présenter une coloration voisine de la formation sous-jacente.

Le Calaisis est la région qui possède la zonation la plus complète et les caractères les plus tranchés et où se mesurent le mieux les changements du littoral depuis le début de l'Holocène. C'est aussi la charnière fondamentale de l'évolution du reste de la plaine puisque celle-ci s'y appuie sur la falaise de Sangatte. Sa connaissance, qui est essentielle pour la compréhension de l'ensemble, est bien avancée grâce aux travaux initiaux de G. DUBOIS. Il en est de même pour la région dunkerquoise dont les données établies par R. FLEPE la rattachent assez étroitement à la Belgique. Par contre, la partie centrale qui correspond au vaste colmatage de l'Aa, seule grande vallée débouchant dans la plaine et qui à ce titre forme une unité régionale particulière, est connue d'une façon plus fragmentaire aussi bien en

surface qu'en profondeur, surtout dans le secteur couvert par la feuille de Cassel (1/50 000). Il ne peut donc s'agir, en insistant sur les éléments nouveaux et inédits, que d'établir une synthèse provisoire.

3 - Unités stratigraphiques et évolution de la plaine

Si quatre unités litho-stratigraphiques ont été distinguées: cordons anciens, assise de Calais, tourbe de surface, assise de Dunkerque, les deux premières demandent à être envisagées ensemble pour la commodité de l'exposé. En outre, alors que l'assise de Dunkerque, définie ici en tant que formation sus-jacente à la tourbe, est en général bien limitée stratigraphiquement -encore que cette définition appelle discussion par comparaison avec les données néerlandaises- la partie supérieure de l'assise de Calais pénètre dans la tourbe qui constitue donc une unité complexe.

3 - 1. Les cordons anciens et l'Assise de Calais

Les cordons anciens sont les seuls éléments du Flandrien moyen qui affleurent dans la plaine. Les "sables pissarts" de l'assise de Calais sont toujours masqués par le recouvrement tourbeux et (ou) dunkerquien. Parmi les cordons anciens, celui des Pierrettes s'individualise nettement par son faciès de galets qui viennent directement à l'affleurement, alors que les autres, de nature sableuse, sont tapissés par une pellicule dunaire en partie plus récente. Si le cordon de Calais demande donc à être décrit en tant qu'élément de surface, il appartient aussi à un vaste système dont beaucoup d'éléments sont enfouis et qui, globalement, permet de reconstituer l'évolution de la charnière occidentale de la plaine.

3 - 1. 1 Le cordon des Pierrettes

A l'affleurement, le cordon des Pierrettes forme un alignement faiblement en relief (alt. max. : 4 m) et continu de Sangatte à Marck et au Virval (fig.146). Il a été étudié avec précision par G.

DUBOIS (1921 b, d ; 1924^a, 1925 d, 1926 ^a) à une époque où existaient encore des carrières en exploitation ; il suffit donc de rappeler ses principales caractéristiques superficielles.

Le cordon de galets s'allonge sur une douzaine de kilomètres du Cran de Sangatte où il est recoupé par le littoral actuel jusqu'aux digitations du Virval, recourbées vers le SE. Il affleure sur sa plus grande largeur (près d'un km) au niveau du quartier S de Calais d'où il tire son nom. Si son tracé général est sensiblement W-E, de Sangatte à Calais, sa structure est complexe et il est formé de la juxtaposition d'unités orientées du NW au SE, obliques d'environ 30°, selon un schéma classique de poulcier à crochets successifs, ce qui justifie un rebord septentrional assez rectiligne et un revers festonné.

Toute une série de digitations (crochets) s'ennoient au S sous les formations tourbeuses et dunkerquiennes. Le faisceau du Virval est le plus notable car il constitue la terminaison du cordon de galets. D'autres systèmes similaires jalonnent la bordure méridionale, masqués sous le recouvrement ultérieur, entre Sangatte et Calais, et surtout au S de cette dernière agglomération. C'est par exemple le cas du cordon de Laubanie que j'ai ainsi dénommé par suite de son exploitation récente près du watergang du même nom (cf. feuille géologique Guines 1/50 000) et qui s'allonge sur près de 2 km à partir de Fort-Nieulay pour se terminer en faisceau face à la Petite-Rouge-Cambre. Ces éléments masqués ne jouent pratiquement pas de rôle dans la topographie. Ainsi, à plus ou moins grande profondeur, des galets existent entre le cordon des Pierrettes actuellement affleurant et l'axe jalonné par la bordure de la plaine à Coquelles et le massif pléistocène de Coulogne (fig.147).

Il ne s'agit cependant pas d'un édifice homogène, et à l'affleurement, on peut distinguer au moins cinq secteurs. De Sangatte à la digue Camyn (fle Sangatte 1/20 000 n°8 ou Marquise 1/25 000 n°4), le banc est étroit (moins de 100 m) et devient progressivement sableux

jusqu'à ne plus former qu'une mince bande sans galets. De la digue Carnyn à Fort-Nieulay, le cordon s'élargit (200-300 m) en prenant une orientation W-E, mais demeure fortement sablonneux (fig.146). Ce n'est qu'à partir de Fort-Nieulay, après un nouveau rétrécissement, que le cordon des Pierrettes atteint son plus grand développement (largeur : 800 m ; épaisseur max. du faciès caillouteux : 14 m) et cela jusqu'à la sortie SE de Calais (fle Calais 1/25 000 n°5). Le dernier tronçon du cordon de galets est constitué par les digitations du Virval qui s'ennoient sous la tourbe. Le banc sablonneux de Marck, de même, est à rattacher au cordon des Pierrettes qu'il prolonge avec la même orientation W-E et une altitude semblable (4 m env.). Par suite de sa nature sablonneuse, sa limite avec la plaine environnante est bien moins nette, et seuls les sondages ont permis de l'établir. Il présente en outre un modelé secondaire de dunes aplaties. Les sables éoliens n'ont au plus que 2 m d'épaisseur (fig.139) et reposent sur des sables marins grossiers. Cependant des galets et graviers existent encore dans la partie occidentale entre 3 et 6 m de profondeur.

Les sables du cordon des Pierrettes sont de type moyen à grossier ($M_d = 0,2$ à $0,4$ mm) avec glauconie plus ou moins abondante et mica rare. Les galets et graviers sont essentiellement constitués par des silex bleuâtres, en général bien roulés et de calibre moyen ($L = 5$ cm). Les gros éléments ($L = 20$ cm) ne sont cependant pas exceptionnels, de même que les rognons à peine émoussés. En outre, les galets de grès "diestiens" plats et de craie sont fréquents. Les galets exotiques cristallins ont été signalés en relative abondance, surtout à une certaine profondeur (au-dessous de 3 m) comme les éléments crayeux (Ch. BARROIS, 1905 ; G. DUBOIS, 1924). Par contre les éléments d'origine boulonnaise (Crétacé moyen, Jurassique) sont rares.

Ce matériel est assez semblable à celui du cordon pléistocène de Sangatte qui l'a alimenté ainsi que les formations continentales périglaciaires qui fossilisent la falaise fossile. Il diffère assez nettement de celui du cordon actuel qui est beaucoup plus riche

en galets de craie par suite de la proximité du Blanc-Nez. Cela indiquerait que lors de l'édification du Cordon des Pierrettes la craie saine n'était guère exposée en falaise, confirmation de l'ancienneté du littoral édifié au cours du Pléistocène moyen et supérieur. Le phénomène actuel représenté par la falaise crayeuse du Blanc-Nez n'est qu'un fait récent attesté par l'important changement de direction de la côte, postérieur à la formation de la tourbe qui affleure sur l'estran de Sangatte, y compris au N du Cordon des Pierrettes (fig.132), donc globalement attribuable à la phase dunkerquienne.

La faune trouvée dans les zones sableuses du cordon littoral, pauvre en espèces, diffère peu de celle de la côte actuelle (G. DUBOIS, 1924). Cependant les fréquences d'Ostrea edulis de très grande taille introduit une nuance plus lusitanienne pour ce cordon d'âge essentiellement atlantique.

L'âge relatif de la fin de l'édification du cordon des Pierrettes peut être déterminé par ses relations stratigraphiques avec le complexe de la tourbe de surface. Dans la région de Sangatte, dans celle de Calais, à l'extrémité du cordon de Laubanie et du poulrier holocène de la Petite-Rouge-Cambre, enfin à la terminaison des digitations du Virval, les galets plongent toujours sous une couche de limon argileux bleuâtre qui est elle-même sous-jacente à la tourbe. Le cordon est donc nettement antérieur à la régression qui a entraîné la généralisation du régime tourbeux sur son flanc méridional.

Pour le banc de Marck, les conclusions sont moins nettes par suite de sa nature sableuses et de l'inégale conservation de la tourbe dans ce secteur (cf. fig.145). Cependant dans l'angle qu'il forme avec le système du Virval, la tourbe a plus d'1 m d'épaisseur et repose directement sur le faciès de sables grossiers. Dans des conditions assez semblables, les dépressions tourbeuses intercalées entre les bandes caillouteuses, au N du Virval, n'ont pas été affectées par les transgressions dunkerquiennes. Plus tardif, ce qu'indique à la fois le faciès

de sables coquilliers couvert d'une double couche dunaire en partie dunkerquienne et le changement d'orientation, le banc de Marck est cependant antérieur à la formation de la partie supérieure de la tourbe de surface. Il serait par contre à peu près contemporain de la dernière phase de dépôt argileux marin qui repose sur les galets du cordon des Pierrettes. Comme il est probable que cette ultime phase marine, qui est incluse dans le complexe de la tourbe de surface, est l'équivalent de la transgression Do des Pays-Bas, cela permet de situer à la fin du Subboréal la formation du banc sableux de Marck.

Ainsi délimité vers le haut, le système des Pierrettes demande à être étudié en profondeur pour reconstituer les étapes de son édification, ce qui est rendu possible par la relative abondance des sondages de l'agglomération calaisienne (fig. 148).

Pour cela, une série d'écorchés a été réalisée à diverses profondeurs entre les cotes -25 et 0 N.G.F. (fig.147). La partie continentale, où sont distinguées les formations pléistocènes de celles du substrat (craie, Landénien, Yprésien) est représentée tranchée par l'horizontale de chaque niveau retenu.

- à -25 m, le littoral, orienté W-E et marqué par deux petits estuaires (Calais et Marck), se trouve encore à l'aplomb de la zone côtière actuelle. La sédimentation est purement sableuse, le substrat recouvert étant constitué par les formations tertiaires.

- à partir de -23 m apparaît un premier cordon de galets de silex reposant sur le substrat, qui ferme les deux estuaires et provoque la formation d'un marais en arrière (limons tourbeux de -20 à -17,5 m), indication d'une phase de stabilité ou d'une légère régression. Le cordon est localisé nettement plus au N que le cordon des Pierrettes.

- à -17,5 m, le promontoire yprésien de Calais sur lequel s'appuyait le cordon précédent a été submergé et une sédimentation fine accompagne le recul du littoral. Ce dernier se localise un peu au S du cordon des Pierrettes avec un tracé oblique.

- de -17,5 à -15, un système de cordon à crochets successifs, semblable à celui des Pierrettes, se met en place, mais dans une position un peu plus méridionale. Son dessin apparaît nettement à la cote -12,5, mais il a été édifié à la phase antérieure du niveau marin.

- à partir de -13,5 apparaissent des formations limono-tourbeuses, notamment au N du cordon, en arrière de bancs sablo-graveleux septentrionaux, ce qui indiquerait un stade régressif important. Cette situation évoque celle qui sera de nouveau réalisée à la cote 0.

- entre -12,5 et -10, se place une nouvelle phase d'accumulation de galets fermant de nouveau totalement le golfe entre le versant crayeux et le promontoire de Coulogne. L'accumulation des galets progresse cependant vers le N et le cordon actuel des Pierrettes se trouve désormais établi. La croissance verticale s'observe jusqu'à l'affleurement.

- elle s'accompagne de fluctuations au niveau de sa terminaison. A la cote -5, le faciès des galets est en retrait avec un crochet au SE de Calais, le golfe de Coulogne restant largement ouvert, ce qui s'accompagne d'une sédimentation sableuse vers le S alors que les faciès étaient limono-organiques vers -7,5 m.

- de -5 à -2,5 m, la croissance du cordon est de nouveau manifeste avec une extension particulièrement forte sous le banc de Marck. Le schéma est encore inscrit à la cote 0 alors que le complexe de la tourbe de surface a envahi toute la région méridionale (entre -3 et 0 m). De nouveaux bancs graveleux apparaissent à partir de -2,5 m au N qui sont les dernières manifestations de la période calaisienne et annoncent l'orientation du littoral actuel. La modification de son tracé est donc amorcée au moment de la régression qui provoque l'accumulation de la tourbe de surface, ce qui est confirmé dans la région de Sangatte par la présence de cette formation au N du cordon des Pierrettes dans l'angle des bancs sableux anciens du Cran qui sont recouverts par la côte actuelle (fig.132).

L'étude de la structure profonde des formations du Calaisien met donc en évidence trois phases principales d'édification de cordons à galets (cf. fig.139C) : une phase ancienne localisée au N, une phase moyenne avec une masse légèrement plus méridionale que le cordon des

Pierrettes, une phase supérieure qui correspond à l'accumulation du cordon actuellement affleurant, ces trois phases étant séparées par des épisodes régressifs (vers -19 et -13 m). La corrélation avec la courbe de transgression flandrienne aux Pays-Bas (S. JELIGERSMA, 1961) permet d'établir que la première phase se situe encore au Boréal, avec une pulsation attestée dans les diverses courbes mondiales. La tourbe profonde du sondage de Coquelles (cf. G. DUBOIS, 1924 ; N. DEHEE et G. DUBOIS, 1926) qui se situe vers la cote -19 pourrait ainsi correspondre à la première phase régressive. Le second stade de l'évolution qui marque le début de la construction du cordon des Pierrettes proprement dit pourrait encore débiter à la fin du Boréal et être corrélié avec la première phase de la transgression Calais I. La grande accumulation du cordon des Pierrettes à son emplacement actuel, qui commence après la régression sensible vers -13 m, se situerait à l'Atlantique et serait alors synchronique de la progression du cordon côtier vers l'intérieur aux Pays-Bas (cf. B.F. HAGEMAN, 1969). Cette évolution géographique différente s'expliquerait par la nature particulière du cordon de galets accroché au versant crayeux. Il faut noter d'ailleurs que si le cordon des Pierrettes s'accroît verticalement avec quelques fluctuations dans le sens N-S, il ne s'accroît pas vers l'E. Ainsi cette longue phase est marquée par l'accumulation de l'assise de Calais dans la partie méridionale de la plaine. Dans cette zone, la base de l'Holocène se trouve en effet au maximum autour de -10 m (cf. fig.139D). À partir de -3 m se manifeste un changement dans la nature de la sédimentation du cordon qui devient sableux à Marck et à l'W de Fort-Nieulay. Au niveau de ce dernier point a dû se placer une brève rupture qui expliquerait la présence de bancs de galets méridionaux (Batardeau au S de la Petite-Rouge-Cambre, Lau-banie) dont la base sableuse se situe vers -2,5 m (fig.159). Cette destruction partielle du cordon des Pierrettes, sans doute par migration du point mort (fulcrum), est en relation directe avec le changement de direction du rivage qui est suivi par l'édification de nouveaux bancs septentrionaux en même temps que se développe à l'intérieur le complexe de la tourbe de surface. Ces événements sont comparables à ceux qui caractérisent le Subboréal aux Pays-Bas marqué par l'accrois-

sement du littoral ("coastal barrier") qui accompagne le ralentissement général de la montée du niveau de la mer (B.V. HAGEMAN, 1969). Dans le Calaisais, après la formation des derniers bancs sableux, l'extension maximum de la tourbe de surface marque bien la fin de la phase calaisienne ainsi que l'avait définie G. DUBOIS par référence au système des Pierrettes.

3 - 1. 2 Les cordons anciens sableux

Au N du cordon des Pierrettes subsistent donc en situation affleurante ou subaffleurante des éléments discontinus de cordons sablo-graveleux qui émergent à peine de la plaine environnante (fig.146) ou sont masqués sous les dunes récentes. Ils appartiennent à la phase finale de l'évolution ancienne du Calaisais, mise en évidence à partir de la cote -2,5. Alors que G. DUBOIS (1924 p.1926~~3~~) hésitait sur leur âge, A. BRIQUET les situait à l'époque "flandrienne" et les rattachait à un système de cordon dit des Baraques (lieu situé au NW de Calais), ultérieurement démantelé et en partie recouvert par les dunes récentes. Cette conclusion est bien en accord avec les données profondes (galets entre -2,5 et -1 m) et avec la présence de la tourbe de surface au Cran de Sangatte. En outre, on observe encore des huîtres de grande taille dans le rameau des Salines au N de Fort-Mieulay. De part et d'autre de Calais existent donc des éléments de cordons anciens sous les dunes récentes.

La même interprétation est à retenir pour les bancs sableux à couverture dunaire qui présentent des caractères superficiels identiques au Banc de Marck et le prolongent au S de l'alignement continu des cordons récents (Oye-Plage, Loon-Plage) (fig.150). Le relief est observable dans la région de la Petite Walde sous la forme d'un micro-relief mamelonné ennoyé sous une faible couche argileuse dunkerquienne récente, ce qu'A. BRIQUET (1930) avait désigné comme une ancienne extension d'une digitation des Pierrettes. L'interprétation de ces éléments est délicate car il s'agit de restes d'un système qui a été rompu et remanié ultérieurement et qui occupe la zone littorale des régressions dunkerquiennes. Des témoins gallo-romains jalonnent en

particulier ces diverses buttes (R. BLANCHARD, 1906 ; A. BRIQUET, 1930) qui doivent à peu près correspondre à la position du littoral de cette époque (cf. Ch. PIETRI, in L. TRENARD, 1972).

Il est vraisemblable que tout ce système, ultérieurement démantelé, devait être à l'origine discontinu. Le tracé général, que l'on retrouve d'ailleurs dans les alignements dunaires récents, suggère un ensemble de flèches décalées liées à des estuaires. Ces derniers sont inscrits dans la morphologie du substrat (vallées de Calais, du Virval, d'Oye, de l'Aa, de Bourbourg) (fig. 145). L'étude du cordon des Pierrettes a montré leur permanence générale au cours du colmatage holocène. L'évolution du littoral a provoqué leur détournement vers l'E, phénomène déjà établi à la fin de la phase calaisienne, qui va guider les pénétrations dunkerquiennes. Mais seul le cordon des Pierrettes par sa nature grossière formait une armature résistante alors que les autres cordons ont été précocement rompus et remaniés. Ces données sont encore comparables à celles des Pays-Bas (S. JELGERSMA, J.F. VAN REGTEREN ALTENA, 1969 ; S. JELGERSMA, J. DE JONG, W.H. ZAGWIJN et J.F. VAN REGTEREN ALTENA, 1970).

Le massif des dunes internes de Ghyvelde constitue un dernier élément de cet ensemble. Les preuves de son âge sont beaucoup plus nettes, encore qu'il eût été attribué au Pléistocène. Ces dunes qui s'étendent de part et d'autre de la frontière, entre Ghyvelde (F) et Adinkerque (B), et créent un relief assez notable (3 à 8 m) ont en effet donné lieu à un débat chronologique particulier.

Signalées par A. BELPAIRE et décrites par G. DELEPINE (1906) et R. BLANCHARD (1906), elles ont été considérées à l'origine comme un banc flandrien. La découverte d'une faune insolite marine et continentale, d'affinité méditerranéenne, par BOULY DE LESDAIN (1912,) a reporté la formation de ce banc sableux à l'époque pléistocène (cf. H. DOUXAMI, 1912). G. DUBOIS (1924), ayant de nouveau étudié les coquilles fournies par BOULY DE LESDAIN, rattache les sables à fossiles marins au

Tyrrhénien qu'il considère comme équivalent de l'Eemien, tout en admettant que la conclusion reste hypothétique en l'absence de données sur la structure profonde du massif et de nouvelles observations sur le gisement en place des coquilles. A. BRIQUET (1950) estime cependant que l'hypothèse pléistocène, opinion ^{alors} généralement admise, est peu vraisemblable car la conservation d'un banc sableux de ce genre depuis une époque si lointaine s'expliquerait difficilement ; il propose donc un âge flandrien ancien, ce qu'attesterait la faune plus chaude que l'actuelle.

F. BOURDIER (in P. PRUVOST, 1957) fait état de cette faune du "niveau de Ghyvelde" qui pourrait être attribuée au Mindel-Riss, mais il note aussi le caractère "étrange" de la faune terrestre à caractère nord-africain qui lui est associée. Le même auteur envisage ultérieurement (1967 b) un rapprochement avec la faune de Corton (Suffolk) qui se situerait dans l'Inter Mindel I-II, mais tient compte encore d'une éventuelle "erreur" qui aurait été faite sur l'origine des coquilles de Ghyvelde.

Le caractère insolite de la trouvaille de BOULY DE LESDAIN, qui n'a d'ailleurs jamais été confirmée depuis, s'accorde mal avec les données stratigraphiques. Il faut rappeler que beaucoup de points qui entourent cette découverte sont restés obscurs. Comme le notait G. DUBCIS (1924), les coquilles marines, terrestres, fluviatiles, ainsi que les petites pierres d'origine exotique (granites), ont été ramassées ensemble à la surface du sable jaunâtre qui est surmonté par un sable gris dunaire avec kjökkenmøddig du Moyen Age.

Les levés détaillés de la carte pédologique belge, en précisant l'extension de ces dunes anciennes et leur relation stratigraphique avec les formations environnantes, les ont fait rattacher à l'assise de Calais (R. TAVERNIER, 1947c; F.R. MOURMANN, 1951 ; J. AMERYCHX, 1961), interprétation confirmée par R. PAEPE (1960) dans son étude sur la partie française.

Une carrière ouverte récemment à la bordure septentrionale du massif (fig.149) a permis d'observer les stratigraphies du marais et du cordon jusqu'à la profondeur de -5 m et leur relation latérale. Au N (coupe A), le sable jaunâtre des dunes récentes recouvre presque directement la tourbe de surface (alt. 0 à 1 m) qui est superposée à une masse sablo-argileuse litée bleuâtre, calcaire, à traces de racines, devenant plus purement sableuse vers le bas. Un second ensemble marin (sables grisâtres lités à nombreuses coquilles, non calcaire) débute à -2 m par un horizon à racines et ravine vers -3 m une couche argileuse bleuâtre calcaire peu épaisse. De -3 m à -5 m est visible une masse de sable gris bleuâtre foncé compact, coquillier, décalcifié à la partie supérieure.

La coupe B, ouverte dans le massif culminant en cet endroit vers 4 m, comporte sous une couche d'environ 1 m de sable dunaire récent (comportant à sa base des tessons de poteries), un ensemble de sable jaunâtre non calcaire à coquilles assez rares. Les premiers lits coquilliers apparaissent à environ 2 m de la surface. Cette masse sableuse qui correspond au banc ancien de Ghyvelde repose sur les mêmes sables bleus observés vers -3 m dans la profil A.

Ces coupes montrent donc que le cordon ancien s'est établi d'une façon transgressive vers -3 m et que sa base a été fossilisée par deux phases de sédimentation fine avant la formation de la tourbe. Ces données sont comparables à celles de l'évolution finale du Calaisais. L'importance des dépôts sous-jacents à la tourbe assigne à ce banc un âge encore relativement ancien antérieur aux dernières phases transgressives calaisiennes. Il peut être comparé aux parties intérieures du cordon côtier des Pays-Bas d'une part, au banc de Marck d'autre part. Il a joué le même rôle de barrière à la pénétration des transgressions dunkerquiennes et il fournit un jalon pour la reconstitution du littoral à la fin de la phase calaisienne (fig.128), lequel se trouve légèrement en retrait par rapport à la côte actuelle dans l'ensemble de la région du Nord, sauf à ses deux extrémités.

3 - 1. 3 L'Assise de Calais

Les formations fines de l'assise de Calais ("sables rissards") n'affleurent nulle part, étant recouvertes par la tourbe de surface et (ou) l'assise de Dunkerque. Leur stratigraphie n'est connue que par les sondages en dehors de rares coupes fragmentaires comme celle de Ghyvelde. On ne peut donc s'en tenir qu'à des indications très générales.

Les épaisseurs et, dans une moindre mesure, les faciès varient du N au S selon la zonation de la plaine. Cependant existent également des variations latérales locales dues aux talwegs qui ont été précocement envahis par la mer holocène et dont l'influence est surtout sensible au-dessous de la cote -10. Au-dessus, les zonations s'ordonnent d'une façon plus frontale à l'image des cordons anciens, ce qui correspond au ralentissement de la montée du niveau marin. Pour la même raison, c'est aussi dans cette partie supérieure du colmatage qu'apparaissent des alternances de dépôts marins et de niveaux tourbeux qui traduisent le plus nettement les fluctuations transgressives et régressives. Les pulsations du niveau marin ont pu en effet, surtout à partir de -5 m environ, se manifester plus largement dans le sens horizontal. La partie méridionale de la plaine (zones 1, 2 et partiellement 3) est la plus caractéristique de cette stratigraphie contrastée ; malheureusement c'est celle pour laquelle nous disposons le moins de données profondes (+). Dans cette région, la tourbe de surface est aussi la mieux développée et elle constitue un complexe avec des passées marines intercalées dans la masse organique. L'étude de la partie supérieure de l'assise de Calais doit donc être menée avec celle de la tourbe de surface.

Comme en Belgique et contrairement aux Pays-Bas (cf. R. TAVERNIER et F. MOORMANN, 1954), l'assise de Calais présente surtout des faciès de sables ou de sables limoneux. L'importance de la fraction sableuse varie de 50 à 90 %. Dans tous les cas, les dimensions caractéristiques des grains prédominants sont comprises entre 0,125 et

(+) J'ai ainsi proposé l'étude des zones 1 et 2 dans le Calaisis pour la révision internationale des assises de Calais et de Dunkerque.

0,020 mm. Les dépôts vraiment argileux sont rares ; ils deviennent plus fréquents à la partie supérieure de la stratigraphie, notamment dans les couches marines incluses dans le complexe de la tourbe de surface. Ceci traduit encore le changement des conditions de sédimentation avec l'établissement d'un marais maritime lorsque la courbe de remontée du niveau marin approche du 0 actuel. Mais au-dessous de la tourbe, les faciès sablonneux sont assez semblables dans l'ensemble de la plaine.

Aux plus grandes profondeurs connues, vers -30 m à l'aplomb du littoral actuel, la série marine débute par une masse de sables gris bleu. Entre -23 et -21 m apparaît en bordure de la côte une couche de galets et de graviers qui jalonne un nouveau littoral au N des cordons anciens et qui se moule sur la topographie du fond dans la région de Gravelines-Loon-Plage. Comme les datations obtenues dans le Pas-de-Calais montrent qu'au Boréal le niveau de la mer se trouvait environ à la cote -30 (G. DELIBRIAS et M.T. GUILLIER, 1971 ; M.T. MORZADÉC-KERFOURN et G. DELIBRIAS, 1972 ; J.P. DESTOMBES et E. SHEPHARD-THORN, 1972), cette partie profonde de la sédimentation marine doit se situer à l'Holocène inférieur ; elle serait donc particulièrement bien représentée dans le secteur côtier français de la plaine alors qu'en Belgique et aux Pays-Bas les premiers dépôts marins sont un peu plus tardifs (R. TAVERNIER et F. MOORMAN, 1954 ; S. JELGERSMA, 1961) de même que sur le littoral picard et dans l'estuaire de la Seine (J. LE FOURNIER, P. ROBERT et L. YAPAUD-JIAN, 1966 ; M. TERS et al, 1971).

Vers -20 m les sondages de Calais dans la zone comprise entre les dunes côtières actuelles et le banc des Picrrettes-Marck indiquent régulièrement un niveau de limon tourbeux (autour de -20 m). Ce serait l'un des rares secteurs où existerait la tourbe profonde, vraisemblablement boréale. Elle marquerait ici une phase de stabilité ou de régression de la mer, précédemment signalée.

Le reste de l'assise de Calais qui appartient essentiellement à la sédimentation de l'Atlantique peut globalement se diviser en deux ensembles lithologiques. La partie inférieure (-20 à -10m) comporte des

faciès assez variés, à dominante sablo-limoneuse ou parfois sablo-argileuse, qui tendent à devenir organiques vers le S (notamment au SE de Gravelines). La partie supérieure qui correspond au développement de l'axe actuel des Pierrettes est caractérisée par des faciès sableux plus homogènes (aspect typique des "sables pissards"). Contrairement à la masse précédente, celle-ci existe dans l'ensemble de la plaine jusqu'à la bordure du versant pléistocène. Ce n'est que vers le haut, à partir de -5 m environ, dans la zone méridionale, que les faciès limoneux et argileux se mêlent aux sables francs (fig. 139).

Des niveaux limono-tourbeux suggèrent des subdivisions plus précises dans la partie moyenne et supérieure de l'assise de Calais car ils indiquent des épisodes régressifs. Leur analyse détaillée permettrait de préciser l'évolution de la plaine à l'Atlantique et au Subboréal et d'établir des corrélations avec les données néerlandaises. Il n'est pour l'instant possible que d'indiquer les niveaux principaux signalés dans les sondages : vers -13 en liaison avec un dépôt de galets reconnu dans le Calaisis et dans le Dunkerquois, vers -10, vers -7,5, vers -5. A partir de cette cote, les formations limono-organiques prédominent dans la partie méridionale de la plaine avant que n'apparaisse le complexe de la tourbe de surface proprement dite à partir de -3 m. Dans cette zone, c'est surtout entre -10 et -7,5 que le faciès des "sables pissards" a sa plus grande extension et il y a sans doute lieu d'y voir l'effet de la transgression Calais II, la phase transgressive précédente demandant d'ailleurs à être subdivisée. Les transgressions suivantes n'auraient plus eu la même importance comme aux Pays-Bas (CIII, CIV, Do). Cependant il faut tenir compte des variations régionales liées aux axes de pénétration de la mer qui semble avoir rompu à plusieurs reprises les cordons vers la fin de la période (cas du Sud Calaisis en particulier). Il est enfin notable que les principaux niveaux tourbeux, ayant la plus grande extension, peuvent être mis en relation avec l'évolution du système des Pierrettes (s. l.). Ceci confirme l'importance du Calaisis pour la définition de l'assise comme l'avait voulu son inventeur.

3 - 2. Le complexe de la "tourbe de surface"

La "tourbe de surface" ou tourbe supérieure (cf. Belgique et Pays-Bas) forme une unité lithostratigraphique bien individualisée dans les parties méridionales de la plaine, soit qu'elle affleure dans le marais, soit qu'elle s'étende à faible profondeur sous les formations dunkerquiennes. Il s'agit cependant toujours d'un complexe stratigraphique car d'une part la série organique englobe plus ou moins des intercalations argileuses marines, d'autre part elle présente des variations latérales de faciès continentaux (tourbe franche, limon tourbeux, calcaires lacustres).

Ainsi défini, ce complexe ne dépasse guère une épaisseur de l'ordre de 3 m dans les parties les plus intérieures de la plaine maritime dont la définition est fondamentalement liée à l'extension de l'assise de Calais. Cette situation est comparable à celle de la Belgique et se distingue du schéma néerlandais. Il faut atteindre des vallons restés purement continentaux pour observer une couche tourbeuse beaucoup plus épaisse : 7 m dans le vallon du Schoubrouck, affluent de l'Aa, où le banc peut former la totalité du remblaiement quaternaire (G. WATERLOT, 1966 ; J. SERVANT, 1971).

La tourbe est en général de type mésotrophe ou eutrophe et comporte à la base une tourbe fibreuse à roseaux, de couleur brunâtre, qui passe vers le haut à une tourbe noire à débris de bois correspondant à la forêt marécageuse qui fit suite aux roselières (J. SERVANT et J.P. BARTHES, 1972). La présence de troncs d'arbre entiers a souvent été signalée, en particulier dans les marais s'étendant de Bois-en-Ardres à Audruicq et au-delà (par ex. sond. pers. Guines 48, marais de Fort-Saint-Jean, fle Guines 1/25 COC n° 4, x = 584,7 ; y = 352,4) (cf. H. DEBRAY, 1872). Cela évoque les tourbes à souches de la Pointe aux Oies sur la côte boulonnaise (A.P. DUTERTRE, 1930 ; A. BONTE, 1966 a ; H. MARIETTE, 1971) ou de Terneuzen en Flandre zélandaise (A.V. MUNAUT, 1967 a, b). Si l'on se réfère aux données belges (F. STOCKMANS et R. VANHOCORNE, 1954 ; R. TAVERNIER, 1954 ; R. TAVERNIER et F. MOORMAN, 1954),

l'évolution des tourbières a été complexe et la plaine était constituée de plusieurs tourbières bombées à Sphaignes entourées de tourbières méso-trophes et eutrophes, localisées le long des cours d'eau et en bordure du versant continental. Une tourbière bombée particulièrement importante a ainsi existé au niveau des Moères franco-belges, région qui n'aurait pas été recouverte par les transgressions dunkerquiennes et dont la tourbe a été systématiquement extraite au Moyen Age (F. MOORMANN, 1951 ; R. PAEPE, 1960 ; A. VERHULST, 1966). Cependant J. SERVANT (1972) suppose l'existence permanente d'un lac au milieu de la tourbière en s'appuyant sur le manque de données historiques précises concernant l'énorme extraction qu'aurait représenté l'enlèvement de la tourbe.

Peu d'études botaniques précises ont été consacrées à la partie française de la plaine maritime (G. DUBOIS, 1930a; G. DUBOIS et C. DUBOIS, 1946 a, b). La principale concerne la tourbe de bas marais de la région de Guines caractérisée par l'abondance des pollens d'Alnus, où G. DUBOIS et C. DUBOIS ont distingué quatre zones paléosylvatiques sur une épaisseur de 2,60 m, représentant le Subboréal et le Subatlantique. Les données belges et néerlandaises ont établi que le développement de la tourbe date surtout du Subboréal.

La tourbe de surface ne forme une masse organique homogène qu'à la bordure du marais, en particulier au débouché des vallons intérieurs (ex. vallon de Saint-Tricat). D'une façon générale, la tourbe inférieure comporte plusieurs niveaux d'argile bleuâtre, décalcifiés à leur surface, qui montrent que les incursions marines se sont reproduites périodiquement dans la tourbière. Cette situation s'observe surtout à proximité de la limite N du marais et devient générale au-delà lorsque la tourbe est recouverte par l'assise de Dunkerque, en particulier dans les marais de Bois-en-Ardres et de Guemps (H. DEBRAY, 1872). Près de Fort-Château, entre la Petite-Rouge-Cambre et Langatte et en de nombreux autres points de la région moyenne de la zone tourbeuse, une couche argileuse plus épaisse (0,20 à 0,30 m) crée une sorte de dédoublement de la tourbe (fig.150). Dans le Dunkerquois, la couche tourbeuse est en moyenne moins épaisse (R. PAEPE, 1960 ; B. DELHUILLE, 1970, 1972), ce qui indiquerait un établissement plus tardif du régime continental.

Ces faits qui montrent la permanence des limites des transgressions successives posent aussi le problème chronostratigraphique majeur du Flandrien, selon qu'on attribue ces couches marines intercalées dans la tourbe totalement à l'assise de Calais ou partiellement à l'assise de Dunkerque (Do de la stratigraphie néerlandaise). J'ai adopté, pour des raisons lithostratigraphiques, la première solution, mais le problème reste posé dans l'attente de datations précises. Il s'agit d'une question générale à l'ensemble franco-belge (cf. R. TAVERNIER et F. MCORMANN, 1954). Le fait lithostratigraphique majeur est l'extension vers le N de la tourbe noire supérieure, progressivement réduite à une faible épaisseur, qui indique un maximum de régression avant le retour de la mer lors de la transgression Dunkerque I et cela justifie de placer à ce niveau la limite inférieure de l'assise de Dunkerque dont la définition resterait ainsi plus proche de la conception initiale de G. DUBOIS et d'A. BRIQUET.

Dans le S du Calaisais, le complexe de la tourbe de surface comporte un autre élément lithologique qui fournit aussi un repère stratigraphique. Au milieu et à la bordure septentrionale du marais émergent plusieurs "massifs" importants de limons calcaires à Limnées, improprement dénommés "tufs" par J. GOSSELET (1893, 1903) puisque leur origine lacustre a été démontrée par G. DUBOIS. Aux gisements reconnus par cet auteur à l'W du Canal de Guines s'ajoutent l'important banc du Marais de Guines et un dépôt plus réduit au NW de l'étang d'Ardrès. Ces zones tranchent au milieu des sols tourbeux environnants par leur fertilité et leur meilleur drainage. Elles sont en effet en léger relief et peuvent localement se limiter par un petit talus de l'ordre de 0,50 m (bord S du gisement de Nielles-les-Calais, angle de la Rivière du Haut-Banc) . par suite du tassement de la tourbe voisine. (fig. 151).

Il s'agit d'un dépôt limoneux ou sablo-limoneux, mais sans argile, caractérisé par une forte teneur en calcaire (60 à 95 %) et l'abondance des coquilles de Gastéropodes d'eau douce (surtout Lymnaea limosa, Bythinia tentaculata, Planorbis umbilicatus) (G. DUBOIS et A. DUPARQUE, 1922). Formé en milieu lacustre, sous l'influence de l'environnement

crayeux (J. SERVANT et J.P. BARTHES, 1972), ce limon recouvre en général la tourbe avec une épaisseur comprise entre 0,20 et 1 m. Sur les marges des massifs, la couche peut se réduire à une alternance de minces lits calcaires et tourbeux. Par contre, là où le limon atteint sa plus forte épaisseur, la tourbe manque parfois. Il s'agit donc d'une formation à peu près contemporaine de la partie supérieure de la tourbe (fig.151).

Vers le NE, la couche de calcaire à Limnées, notamment dans le Marais de Guines, est recouverte par le sable marin, avec parfois quelques galets, de l'assise de Dunkerque qui latéralement est superposée directement à la tourbe (fig.151). L'étude des vestiges du vicus gallo-romain des Noires-Terres, près d'Ardres, qui reposent aussi bien sur la tourbe que sur le "tuf" et qui sont recouverts par les dépôts marins, a confirmé qu'il s'agissait bien de la transgression dunkerquienne II (J. SOMME et M. CABAL, 1972) (fig.154). Alors que G. DUBOIS (1922, 1924) considérait que la partie la plus récente du limon calcaire était synchronique de l'apparition de l'inondation marine et qu'il hésitait entre un âge pré-gallo-romain ou post-gallo-romain pour le début de la formation de ce dépôt, les données archéologiques montrent que cette sédimentation est totalement antérieure à l'époque gallo-romaine.

Il est possible de préciser davantage car localement, à la limite N du Marais, la couche de limon calcaire repose sur la tourbe par l'intermédiaire d'un liseré sableux avec coquilles de Cardium edule (fig.151). Cette observation avait déjà été faite par J. GOSSELET et J. LADRIERE (1893) dans la région du Pont de Coulogne, mais n'avait pu être confirmée par G. DUBOIS. Ce faible dépôt marin en place (coquilles bivalves) représenterait la limite de l'extension de la transgression Dunkerque I puisqu'il est superposé à la tourbe. Les dépôts attribuables à cette transgression sont d'ailleurs largement répandus au N du Marais (région de Pont d'Ardres) avec des vestiges gallo-romains localisés à leur surface. Par conséquent, la formation du limon calcaire se situerait dans une période relativement courte vers les derniers siècles qui ont précédé l'ère chrétienne, puisque la transgression D I est datée de 600 à 100 avant J.C.. Cela permet aussi de conclure que la tourbière a cessé d'être active au début du Subatlantique.

Outre leur intérêt stratigraphique, les calcaires à Limnées du Marais témoignent d'une phase particulière d'inondation avec apports d'eau chargée de craie venue de la bordure continentale. Un régime lacustre s'est établi face aux débouchés des principaux vallons, lié à une double cause : situation dépressionnaire de marais contraire réalisée dès la fin du dépôt de l'assise de Calais, relèvement général de la nappe avec la transgression D I. La présence de dépôts fluviatiles en même position stratigraphique est assez constante dans le reste de la zone méridionale, mais provenant de la région continentale à substrat yprésien, ils sont dénués de calcaire. Il faut cependant envisager également une cause climatique ayant entraîné à la fois un apport d'eau plus abondant et une érosion de la craie.

L'importance de cette phase est d'autant plus grande qu'il semble possible de lui rattacher des formations identiques dans certaines zones des vallées tourbeuses intérieures. L'exemple le plus net est fourni par l'ancienne vallée de la Scarpe entre Blache-Saint-Vaast et Sailly-en-Ostrevent (fig.155). J. LADRIERE (1888 b) avait en effet reconnu la présence, entre Vitry-en-Artois et Etaing, sur la Sensée, d'une couche calcaire concrétionnée à coquilles, épaisse de 1 à 3 m, superposée à la tourbe qu'il attribuait à une période très pluvieuse récente (vers la fin de la domination romaine). Quelques sondages m'ont permis de vérifier l'extension du gisement qui comporte une masse inférieure de limon à débris crayeux, plus ou moins concrétionnée, et un niveau supérieur de limon calcaire jaune blanchâtre, parfois fortement humifère (ép. : 0,8 m). La tourbe noire typique est inégalement présente sous le dépôt qui la ravine. Comme dans la plaine maritime, ce limon calcaire crée un micro-relief. C'est en particulier le cas pour la partie méridionale de l'ancienne vallée qui forme une zone légèrement surélevée, et qui a été, sur la base de ce critère, reconnu en photographie aérienne, cartographiée à tort en terrasse d'alluvions anciennes (J. DESOIGNIES, 1966). Les études archéologiques fournissent des données comparables à celles du Calaisis puisque la couche de calcaire lacustre est située à l'Age du Fer, étant surmontée par des vestiges attribuables à la fin de la Tène, puis de nombreux restes gallo-romains (G. JELSKI, 1968).

La large extension de la formation dans cette région localisée qui est un fait assez exceptionnel est liée aux conditions particulières du réseau de l'ancienne Scarpe qui sort du haut pays artésien (faille de Marqueffles et son prolongement en flexure). La pente des vallées diminue brusquement de moitié (1,2 % à 0,6 %) en même temps que s'opère une concentration d'affluents (Scarpe d'Arras et vallon de Vitry-en-Artois, Trinquise, Cojeul et Sensée). Les marais tourbeux de la vallée de la Sensée débutent en ce point (cf. P. FROMENT, 1947 a, c). Les conditions locales expliquent ainsi le régime lacustre au débouché des vallons creusés dans la craie sénonienne.

D'autres formations crayeuses ou calcaires existent associées à la tourbe dans les vallées de la Deûle et des affluents de l'Escaut (J. GOSSELET, 1903 ; A. BONTE, 1936), certaines d'entre elles étant d'ailleurs d'âge plus ancien. Leur localisation correspond à des conditions particulières dans l'environnement crayeux, comparables à celles de la région de la confluence Scarpe-Sensée. La corrélation avec les "tufs" du bassin de la Somme a été envisagée (J. GOSSELET, 1903a; H. DEBRAY, 1872 ; G. DUBOIS, 1922). Ceux-ci présentent cependant un développement beaucoup plus important avec plusieurs niveaux, leur formation ayant débuté à une période plus ancienne (R. AGACHE, F. BOURDIER et R. PETIT, 1963). Seule la couche supérieure, d'après les données archéologiques, pourrait correspondre au dépôt de Calaisis et de la Scarpe. Il reste cependant que ces comparaisons ne sont valables que pour les formations fluviatiles ou lacustres et qu'elles semblent plus difficiles avec les tufs proprement dits dont le développement maximum se situe au Boréal et à l'Atlantique (F. GULIENTOPS et W. MULLENDERS, 1972).

Les formations calcaires du Calaisis, corrélables avec celles de la Scarpe, mettent donc en évidence la dernière phase holocène importante d'inondation qui correspond à la détérioration climatique du début du Subatlantique (cf. International symposium on world climate 8000 to 0 B.C., 1966 ; N.A. MORNER, 1969). La stratigraphie la situe entre les transgressions dunkerquiennes I et II, ce qui est en accord avec les données mondiales (J. KUKLA, 1969).

3 - 3. L'Assise de Dunkerque

Les études menées dans les pays voisins, notamment grâce au levé de la carte pédologique, ont permis de montrer la complexité de l'assise de Dunkerque (R. TAVERNIER, 1947^a; 1954^b; J. AMERYCKX et F. MOORMANN, 1958 ; cf. F. LENTACKER, 1972). Les dépôts marins récents résultent en effet essentiellement de trois phases transgressives d'importance inégale si l'on limite l'assise de Dunkerque aux formations postérieures à la tourbe de surface. La transgression dunkerquienne I s'est manifestée inégalement en fonction des ruptures du cordon littoral ; son importance a cependant pu être sous-estimée car ses dépôts sont toujours recouverts par les formations ultérieures (J. AMERYCKX, 1961). D'abord considérée comme immédiatement antérieure à l'époque romaine (III^e siècle avant J.C. - I^{er} siècle après J.C.), elle doit être envisagée comme plus ancienne (-650 à -100) et sans doute plus complexe. La transgression dunkerquienne II est la plus anciennement reconnue grâce aux données archéologiques et historiques (cf. R. BLANCHARD, 1906) car elle marque un hiatus entre l'occupation gallo-romaine et la recolonisation médiévale de la plaine. Comprise entre le IV^e siècle et le VIII^e siècle, elle est considérée comme la plus importante, ayant affecté la plus grande partie de la plaine et même débordé localement le bassin calaisien. La transgression dunkerquienne III (X-XII^e siècles) a eu des effets beaucoup plus limités dans un domaine alors largement occupé et protégé par les premières digues. Son étude est donc tributaire de l'histoire. Deux phases sont distinguées en Belgique, (III A : X-XI^e siècle, III B : XII^e siècle), la seconde n'ayant affecté que la région du Zwin (A. VERHULST, 1966). L'évolution ultérieure est liée beaucoup plus étroitement aux événements historiques (par ex. inondations d'Ostende, XVII-XVIII^e siècle).

L'état d'avancement des levés géologiques et pédologiques de la partie française ne permet pas encore d'établir une cartographie aussi complète et détaillée. Dans l'ensemble, les données actuelles permettent de conclure à une évolution assez semblable à celle de la région belge. Cependant le Calaisis se différencie du reste de la plaine

maritime. En effet le Marais, de Coquelles à Ardres, n'a pas été recouvert de dépôts dunkerquiens. Les sables marins récents viennent se terminer par un fin liseré parfois accompagné de quelques galets, sur la tourbe ou le "tuf", selon une limite sinueuse un peu à l'W du canal de Calais à Guines. A partir du marais de Guines, la limite rejoint le promontoire pléistocène de Bois-en-Ardres où au niveau de la RN 43 (Cense Hébron) près de 1,50 m de sable marin repose sur la tourbe de surface (fig. 153 ; cf. carte géologique Guines 1/50 000). De même, un petit secteur du marais, s'étendant de Sangatte à Coquelles, est dépourvu de dépôts dunkerquiens (fig. 132). Il s'agit d'une situation exceptionnelle ; partout ailleurs la limite de l'assise de Dunkerque correspond à celle de Calais ou même la dépasse.

Très vite au-delà de la limite d'extension dunkerquienne, l'épaisseur de l'assise augmente pour se tenir entre 1 et 2 m, des valeurs plus grandes étant exceptionnelles. Les épaisseurs les plus fortes (2,50 m) se rencontrent dans la partie septentrionale de la zone 2 et dans la zone 3 (fig. 145). Au N, les sables bleus pissards de l'assise de Calais apparaissent souvent entre 1,5 et 2 m de profondeur, en dehors des cordons dunaires la stratigraphie devenant aussi plus homogène dans une région qui est restée constamment et tardivement marine. La distinction des diverses phases dunkerquiennes repose sur l'étude de la stratigraphie des zones précédentes qui ont été également affectées par les fluctuations calaisiennes. Les épaisseurs respectives des dépôts attribuables aux transgressions successives, surtout Dunkerque I et II, sont variables en fonction des chenaux, de l'inégale conservation de la tourbe et des altitudes du sommet de l'assise de Calais.

Les faciès texturaux des formations dunkerquiennes sont variés (fig. 156) : sable-limoneux, sableux et argilo-limoneux. Les deux premiers sont cependant les plus caractéristiques, surtout pour les formations dunkerquiennes II. Cette dominante granulométrique apparaît comme un trait distinctif de cette partie de la plaine maritime : elle confirme un caractère déjà signalé à propos de l'assise de Calais. Les

formations plus franchement argileuses, comparables aux ultimes dépôts marins inclus dans le complexe de la tourbe de surface, sont assez étroitement localisées dans l'assise de Dunkerque : E de Pont d'Ardres, estuaire de l'Aa, région dunkerquoise (cf. J. SERVANT et J.P. BARTHES, 1972 ; J. SERVANT, 1972 ; R. PAEPE, 1960 ; B. DELHUILLE, 1970). Le secteur NE de la Plaine appartient à un autre domaine sédimentaire. La formation des Moëres s'apparente le plus à des vases typiques. Ce faciès est dans le reste de la plaine assez peu représenté, sinon dans les dépôts dunkerquiens I. De même on ne rencontre guère de tanguie typique, selon la définition de F. VERGER (1968). Il est par contre très fréquent d'observer des faciès purement sableux (85 % et plus pour la fraction sableuse) jusqu'à la bordure même du Marais de Guines et d'Ardres et du versant pléistocène de Bois-en-Ardres, de Nortkerque, de Drincham-Millam et de Hoymille-Warhem (fig.145). Enfin, l'ensemble des formations dunkerquiennes est calcaire, avec une teneur oscillant entre 5 et 30 %, les taux les plus élevés affectant les dépôts limono-argileux.

- la transgression dunkerquienne I

L'importance de la transgression préromaine a été précédemment sous-estimée (J. SOMME, 1969 b). Son extension, bien que plus réduite, ne diffère pas exagérément de celle de la transgression II. Si la mer ne semble pas avoir franchi le cordon des Pierrettes, sinon peut-être très localement au niveau de Fort-Nieulay, elle s'est par contre largement étendue dans la région tourbeuse au SE des bancs de Marck et de Coulogne. A partir de cet ancien cordon, la limite des dépôts I peut être tracée légèrement en retrait de celle des dépôts II (fig.150). Mais il est possible, comme le montre la présence d'un liseré marin intercalé entre le "tuf" et la tourbe, que la pénétration ait été un peu plus grande dans le Marais de Guines. Lors de cette phase s'est donc produite une importante rupture dans le cordon côtier édifié à la fin de la période calaisienne et son morcèlement est imputable à cette phase ancienne. Dans le Dunkerquois, la transgression a pénétré par l'estuaire de la Colme (R. PAEPE, 1960). Les autres estuaires principaux se situent entre Marck et Oye-Plage (estuaire du Houlet qui rassemblait les eaux des rivières de Guines, d'Hanes, d'Ardres et de Nielles), entre Oye et Gravelines

(estuaire de la Hem-Hardick) et entre Gravelines et Loon-Plage (estuaire de l'Enna). L'Enna et la Colme appartenaient au vaste système deltaïque de l'Aa (fig.145).

Les faciès des dépôts imputables à la transgression dunkerquienne I sont variés et leur stratigraphie est assez mal connue car les coupes des watergangs, seuls profils visibles, sont le plus souvent insuffisamment profonds pour la révéler à l'observation directe. Au SE des Attaques, la formation est constituée par un sable fin grisâtre à Cardium ; la présence de coquilles bivalves est un trait assez caractéristique de ce faciès des dépôts I. Au SE de Guernps (entre le watergang de la Serpentine et le Vinfil), le même faciès repose sur un limon argilo-sableux finement lité brun verdâtre qui évoque beaucoup plus un dépôt de wadden typique. Cette micro-stratification est assez caractéristique des mêmes formations en Belgique et en Zélande (J. AMERYCKX, 1961). Dans la zone précédemment signalée où les dépôts I sont exceptionnellement épais (1,50 m) avec des restes gallo-romains presque en surface, la superposition des deux faciès avec la présence d'éléments végétaux dans la partie inférieure suggère une évolution complexe avec poussée transgressive à la fin de la période. Un horizon tourbeux peu épais (quelques cm) se développe à la partie supérieure de la formation. Ce niveau organique est assez constant dans la partie méridionale de la plaine au sommet des dépôts I. Vers le N, il s'agit d'un simple horizon d'altération avec décarbonation partielle (zone 3) (fig.150).

Il est difficile de marquer avec précision la limite atteinte par la régression romaine : elle semble être jalonnée par le banc des Pierrettes-Marck et les témoins de cordons anciens (Oye-Plage, Loon-Plage), séparés alors par des estuaires, et au-delà rejoindre le littoral actuel au niveau de Dunkerque (J. SOMME, in C. PIETRI, 1972, carte p. 33). Ce tracé est justifié par l'extension des vestiges gallo-romains et les mentions historiques (cf. R. BLANCHARD, 1906 ; A. BRIQUET, 1930 ; A. LEDUQUE, 1968 ; Ch. PIETRI, 1972). Il y aurait donc eu, de nouveau, une émergence générale de la plaine, commencée d'ailleurs dès l'époque gauloise, avant la romanisation du Ier siècle.

Le site archéologique d'Ardres, anciennement connu grâce en particulier aux travaux de H. DEBRAY de la fin du siècle dernier, dont l'étude systématique a été reprise par M. CABAL, a fourni des données précieuses pour la stratigraphie et l'évolution de la plaine maritime (M. CABAL, 1967, 1970, 1972 ; J. SOME et M. CABAL, 1972). Il s'agit en effet d'un vaste vicus gallo-romain, ayant succédé à une installation gauloise primitive dont l'origine ne peut cependant encore être précisée à l'intérieur de la période de la Tène, qui s'étend dans la partie méridionale de la plaine entre les Noires-Terres (Bois-en-Ardres) et Guemps (fig.152). Alors qu'au S, la couche archéologique affleure, elle est recouverte à partir du promontoire de la Cense Hébron par des formations marines dont l'attribution à la transgression dunkerquienne II trouve ainsi sa confirmation. En outre, alors qu'au S les vestiges reposent directement sur la tourbe de surface ou sur le calcaire à limnées, vers le N ils sont superposés aux dépôts marins dunkerquiens I qui eux-mêmes fossilisent la tourbe. Il faut ajouter que la couche archéologique tend à s'épaissir dans des chenaux dont le colmatage inférieur comporte des éléments de calcaire à limnées ou des limons organiques à faune d'eau douce. L'intercalation de dépôts fluviaux entre les deux formations dunkerquiennes avait déjà été signalée dans les Marais de Guemps et de Nortkerque (H. DEBRAY, 1872). La même situation se retrouve dans l'ancien estuaire de la Hem, au SE d'Audruicq. La zone méridionale affectée par ces apports continentaux est aussi celle où existe en d'autres points un horizon tourbeux. C'est enfin globalement la région où la "tourbe de surface" sous-jacente est la plus développée et la mieux conservée. Les conditions géographiques semblent reproduire celles du marais calaisien.

- la transgression dunkerquienne II

La transgression du Haut Moyen Age paraît acquise dès le IV^e siècle. Les derniers vestiges romains datés remontent au début de ce siècle. On estime en Belgique que la transgression a débuté vers l'an 300 (J. AMERYCKX, 1961). Le site archéologique d'Ardres ne fournit pas de donnée précise sur ce point car si son abandon est établi à la date de 268 ap. J.C., il résulte de causes politiques. En effet on n'observe

aucune trace de défense contre l'invasion marine qui s'est produite sur un site déjà ruiné. Ce fait historique général a été récemment confirmé aux Pays-Bas (S. JELGERSMA, J. DE JONG, W.H. ZAGWIJN, J.F. VAN REGTEREN ALTEMA, 1970).

Comme en Belgique, la transgression dunkerquienne II représente l'extension maximum du domaine marin. La mer a franchi le cordon des Pierrettes en deux points à l'W de Calais où il se trouvait moins élevé, plus sableux et plus étroit (fig.132) : une grande partie du marais tourbeux de Sangatte à Coquelles est recouverte par une couche limoneuse et la tourbe a été localement érodée. Au S de Fort-Nieulay des chenaux sableux émergent de la tourbe environnante (digitations de la Tourelle de G. DUBOIS), à l'emplacement de l'ancien exutoire de la rivière du Marais qui semble avoir été affecté par la transgression précédente. Au-delà, la limite de D II débordait en général celle de D I et au S de Coulogne le dépôt marin se termine sur la tourbe par un liseré de sable avec quelques galets, véritable plage de fond de golfe. A l'E de Bois-en-Ardres, les sables D II dépassent même localement la limite atteinte par l'assise de Calais, le long de la Rue de la Liette dont le tracé marque la limite entre la stratigraphie typique de la plaine maritime (D I, D II, Tourbe : au N) et le recouvrement du loess pléistocène par un mince dépôt sableux D II (au S), coïncidence qui pourrait avoir une signification historique ancienne. Au NNE d'Audruicq, les sondages révèlent une couche de débris anthropiques enfouis (ex. : sond. pers. 71, fig.157) dans le secteur même où A. LEDUQUE (1968) place une voie romaine menant d'Audruicq à Vieille-Eglise et Oye-Plage. Cette zone de "Pléistocène recouvert" réapparaît d'une façon discontinue à l'E de l'Aa, en particulier au SE de Bergues (B. DELHUILLE, 1970, 1972), pour devenir générale à la bordure de la plaine dans le SE du Dunkerquois et en Belgique occidentale (R. PÂLEPE, 1960 ; R. TAVERNIER et F. MOORMANN, 1954). Ainsi on peut dire que grossièrement l'assise de Dunkerque devient de plus en plus transgressive vers l'E.

Comme la transgression précédente, la seconde a créé des chenaux de marée qui ont érodé les formations sous-jacentes. L'érosion a souvent atteint la tourbe de surface qui s'est trouvée conservée d'une

façon d'autant plus discontinue : elle manque ainsi surtout dans l'axe des voies principales de pénétration qui correspondent aux anciens estuaires de la phase précédente auxquelles se sont ajoutées de nouvelles zones de rupture dans le cordon dunaire ancien. Dans le Dunkerquois, la mer a ainsi pénétré de nouveau par l'estuaire de la Colme et par une nouvelle brèche ouverte entre Zuydcoote et Malo-Terminus (R. PAEPE, 1960). Dans le Calaisais, la rupture a été beaucoup plus large entre Marck et Gravelines, ce qui a entraîné une sédimentation sableuse d'estran jusqu'aux abords du Marais. Enfin la mer a pénétré profondément dans le vaste delta de l'Aa, contournant les éléments de cordons anciens et les zones de haut fond calaisien et dunkerquien I ce qui crée un réseau de chenaux orthogonaux. Ce schéma a été particulièrement bien mis en évidence dans la région des Moères où la tourbe se trouve largement conservée (R. PAEPE, 1960). Mais dès le SW du Dunkerquois, comme le montrent les sondages de B. DELHUILLE (1970), et dans toute la zone méridionale de la plaine, le réseau des chenaux D II se superpose à celui de la transgression précédente, ce qui rend très complexe leur étude et exigerait une densité de sondages particulièrement grande.

Les épaisseurs des formations D II (0 à 2 m) varient en fonction des chenaux, de l'importance du colmatage précédent, de l'altitude des hauts fonds calaisiens et de celle des massifs tourbeux. Ce dernier facteur est difficile à isoler par suite du tassement de la tourbe. Il a dû cependant jouer pour protéger le marais du Sud-Calaisais qui est partiellement recouvert par une sédimentation sableuse. Dans la zone tourbeuse du Marais de Guemps, le sable D II se réduit souvent à une mince couche superposée aux limons argileux D I particulièrement épais, ce qui justifie la présence presque en surface des tessons gallo-romains. Alors que les dépôts D I ne dépassent guère l'altitude actuelle de 1 m, ceux de la transgression suivante atteignent normalement 2 à 2,5 m, parfois 3 m dans la partie septentrionale de la plaine. Ces cotes extrêmes (ex. Haut Guemps) s'accompagnent d'un faciès de sable blanchâtre ou jaunâtre qui semble en partie dû à une accumulation éolienne. L'alignement de bancs sableux qui jalonne de Ghyvelde aux Attaques cette zone relativement élevée de la plaine (Leergewelt, Armbouts-Cappel, Bourbourg,

Saint-Folquin, Vieille-Eglise, Guemps) a été autrefois considéré comme le vestige d'un ancien cordon antédunkerquien (R. BLANCHARD, 1906 ; A. BRIQUET, 1930 ; L. BOULY DE LESDAIN, 1912 ; G. DELEPINE, 1909 ; H. DOUXAMI, 1912 ; G. DUBOIS, 1924). Il s'agit en fait, comme l'ont montré R. PAEPE (1960) et B. DELHUILLE (1970) pour le Dunkerquois, d'éléments dunkerquiens dont certains sont des chenaux inversés : c'est le cas aussi bien pour Saint-Folquin où la tourbe de surface est présente sous les dépôts D I et D II que pour les flots du S de Dunkerque.

- la transgression dunkerquienne III et l'évolution postérieure au VIIIe siècle

La régression est générale à la fin du VIIIe siècle, date à laquelle apparaissent les preuves du début de la réoccupation de la plaine maritime qui va s'intensifier aux siècles suivants (R. BLANCHARD, 1906). Désormais l'évolution naturelle va se trouver modifiée par l'intervention humaine (digues).

Le Calaisis paraît avoir été le plus précocement libéré de l'influence marine en raison de son altitude moyenne relativement forte dans la région de Guemps et de la fermeture rapide de l'ancien estuaire du Houlet. Le dépôt argilo-sableux marin reposant sur la tourbe de surface au Pont d'Ardres, attribué par J. GOSSELET (1893^d) à une transgression du XIIIe siècle sur la détermination de tessons de poteries trouvés dans la tourbe, est manifestement d'âge plus ancien (D II) ; le gisement appartient au vicus d'Ardres (M. CABAL, 1972).

Par contre, le vaste estuaire de l'Aa avec ses différents bras et la région dunkerquoise sont restés longtemps encore à l'état de échorres, la régression semblant avoir été moins marquée qu'après la phase dunkerquienne I comme l'atteste la présence de l'horizon tourbeux D I-D II vers le N jusqu'au Pont de Mardick (cf. H. DEBRAY, 1976) et à Saint-Folquin. Ces zones estuariennes, Greveninga d'une part, Gersta d'autre part (fig.150) sont encore très marquées au XIe siècle et ne se réduisent sous l'effet des endiguements qu'à partir du XIIe

siècle. (A. BRIQUET, 1930). Le fameux texte relatant la translation des reliques de Saint-Wandrille au Xe siècle dont l'itinéraire de Boulogne à Bruges passe par Oye et Bergues sans mentionner la présence d'un estuaire important aux bouches de l'Aa, date en fait de la fin du XIe siècle ou peut être du début du XIIe siècle (A. VERHULST, 1967). Au XIIe siècle sont fondées Gravelines et Dunkerque en même temps que la zone est largement aménagée (polders, canaux) ; en particulier, le canal de Watten aux Hauts Arbres date du milieu du XIIe siècle et non pas de 1402 (A. DERVILLE, 1970).

Sur le terrain, il est possible de retrouver la trace probable des digues à partir du XII-XIIIe siècle, notamment dans la région de Saint-Folquin (Bonhem et Hernisses). Pour la période précédente se pose le problème de l'importance jouée par la transgression dunkerquienne III dont l'effet a été particulièrement grand en Belgique. Elle a été reconnue par R. PAEPE (1960) dans une zone comprise entre Zuydcoote et Leffrinckoucke, circonscrite par une ancienne digue (route départementale D 302), qui montre en outre une trace de rupture (cf. H. FLATRES-MURY, 1966). Il s'agit de la même zone de pénétration de la mer qu'aux phases dunkerquiennes précédentes, entre deux éléments du cordon ancien, mais cette fois limité par l'action de l'homme.

Dans les zones d'estuaires de Dunkerque et de l'Aa, les conclusions tirées de la stratigraphie sont moins décisives. Dans l'état actuel des levés, il est possible d'attribuer à la transgression du X-XIe siècle un mince dépôt argileux qui recouvre la sédimentation de chenaux antérieure dans les secteurs bordiers des estuaires (régions de Saint-Folquin et de Cappelle-la-Grande). Il est probable que cette transgression qui n'a eu qu'un effet limité au S de Dunkerque, a affecté beaucoup plus largement le vaste estuaire de l'Aa, dont l'axe est constitué par l'ancienne Enna, ce qui expliquerait l'altitude en moyenne plus élevée de ce secteur surtout caractérisé par une sédimentation à dominante argileuse (cf. J. SERVANT et J.P. BARTHES, 1972). Pour des raisons historiques, A. VERHULST (1967), et surtout A. DERVILLE (1970) qui situe la digue de mer orientale de cette zone au tracé du Vliet prolongé par le Fossé de Mardyk, considèrent que cette transgression a joué un rôle important.

Après le XII^e siècle, le domaine marin est réduit au S de Dunkerque, au S et à l'W de Gravelines. Ce dernier secteur (saline d'Enna) est endigué au XIV^e siècle (A. BRIQUET, 1930 ; cf. P. BRUYELLE, 1967). Le littoral du XV^e siècle s'appuie sur la ligne presque continue des cordons dunaires récents les plus méridionaux, les estuaires étant rejetés vers l'E par les progrès de l'accumulation côtière. Les étapes de l'évolution ultérieure, marquées par l'édification de digues successives s'appuyant sur ces éléments naturels et l'aménagement portuaire qui a obligé à creuser des chenaux artificiels transverses, ont été minutieusement décrites par A. BRIQUET (1930). Le dernier stade est l'aménagement de la zone portuaire de Dunkerque, actuellement en cours de réalisation.

3 - 4. Transgressions et variations du niveau marin

Selon les remarques de T. EDELMAN (1954) et de S. JEIGERSMA et A.J. PANNEKOEK (1960), les termes de "transgression" et de "régression" doivent être entendus dans leur sens originel de déplacement horizontal de la ligne de rivage et ne pas impliquer une élévation ou une diminution du niveau de la mer. Leurs causes peuvent en effet être variées (cf. J. BOURCART, 1956). Le terme de "Dunkerquien", défini dans sa région-type, doit donc conserver ce sens stratigraphique et son usage peut dès lors être clairement étendu à d'autres régions, sans entraîner une prise de position dans le débat complexe des variations holocènes du niveau marin.

Si les transgressions calaisiennes et dunkerquiennes posent directement ce problème (cf. Symposium d'Utrecht, 1954 ; S. JEIGERSMA, 1961), elles permettent de l'aborder sous son aspect relatif par la comparaison des niveaux de colmatage marins successifs. L'assise de Dunkerque est pour cela la plus propice car son étude permet en grande partie d'éliminer l'influence d'un changement de configuration littorale car celle-ci est restée relativement identique au cours de la période, surtout lors des phases D I et D II, et le rôle joué par la compaction des formations tourbeuses. De plus, il semble bien, autre facteur éventuellement différentiel, que l'amplitude des marées ait été du

même ordre que l'actuelle. En effet, l'altitude du sommet de l'assise de Dunkerque diminue du Calaisais à la Hollande, parallèlement à la réduction du marnage, phénomène déjà sensible entre les parties occidentale et orientale de la plaine française. La même observation peut d'ailleurs être faite pour le sommet de l'assise de Calais, plus élevé au S de la Belgique qu'au N (R. TAVERNIER et F. MOORMANN, 1954), différence qui existe également entre le Calaisais et le Dunkerquois où l'écart de marnage est de près de 2 m.

La comparaison des diverses cotes atteintes par les colmatages successifs suppose que l'on ne tienne compte que des zones sans tourbe afin d'éliminer l'incertitude due à la compaction ; pour cela deux secteurs sont particulièrement propices : la partie septentrionale de la plaine et la zone du Pléistocène recouvert, cette dernière ne concernant que le Dunkerquien et n'ayant d'ailleurs qu'une importance réduite en dehors du SE du Dunkerquois qui prolonge la plaine belge. L'observation du sommet de l'assise de Calais reste délicate car elle comporte des bancs tourbeux dans sa masse. Ainsi s'expliquerait la décroissance générale d'altitude du N au S dans le Calaisais. Les cotes sont comprises entre -2 et +0,5 m, amplitude comparable à la Belgique où les valeurs sont cependant plus basses (-3,3 à -0,8 m) (+).

Le sommet des dépôts de la transgression dunkerquienne II se situe entre +0,5 et 3,5 m, soit en moyenne 1 m plus haut qu'en Belgique ; cependant à la bordure de la plaine belge des altitudes extrêmes de 3,2 m ont été enregistrées. En France, les valeurs les plus fortes caractérisent la partie occidentale car le colmatage de la région dunkerquoise est en moyenne nettement plus bas (1 à 2 m) bien que la zone du Pléistocène recouvert atteigne localement 2,5 m. Les dépôts de la transgression dunkerquienne III ne se situent pas à un niveau sensiblement différent de la précédente. Cependant dans le Dunkerquois ils sont superposés aux formations D II avec une épaisseur qui peut atteindre 0,60 m. Par contre, le sommet de la formation D I n'excède guère 1 m dans le

(+) Les altitudes mentionnées par R. TAVERNIER et F. MOORMANN sont rapportées ici au N.G.F. (cotes belges diminuées de 2,29 m).

Calaisis et se trouve toujours recouvert par les dépôts D II. A proximité du Marais de Guines les deux faciès littoraux sont séparés par au moins 0,50 m de calcaire à limnées.

On constate donc que le niveau relatif du colmatage s'est élevé depuis la fin du dépôt de l'assise de Calais et au moins jusqu'à la transgression dunkerquienne II. Avec un décalage assez constant en valeurs absolues, ces conclusions sont identiques à celles établies dans la plaine belge. Cela implique une élévation relative du niveau moyen de la mer depuis la fin du dépôt calaisien, de l'ordre de 3 m, qu'il est cependant impossible de chiffrer avec précision en l'absence de données chronologiques absolues. Par contre le niveau marin lors de la phase préromaine était inférieur d'au moins 0,50 m, et sans doute plus, à celui de la transgression dunkerquienne II. En Belgique, le niveau de la mer lors de la phase D III est estimé également supérieur à celui de la transgression précédente. En France, la conclusion est moins évidente ; mais la reconnaissance de ces dépôts est plus délicate. Il faut d'ailleurs remarquer que leur aire d'extension en Belgique diffère de celle des transgressions précédentes. L'influence de la configuration du littoral et de l'action anthropique interviennent désormais, ce qui expliquerait la situation plus protégée du Calaisis à ce stade.

Dans l'ensemble, ces données altimétriques ne diffèrent guère de celles des marées actuelles les plus fortes, de l'ordre de 4 m à Calais et de 3 m à Dunkerque. Il n'est donc pas sûr qu'il y ait eu un dépassement du niveau marin au Moyen Age. Mais comme la culmination du colmatage n'indique pas nécessairement l'altitude des plus hautes marées et comme la partie septentrionale du Calaisis est particulièrement élevée (près de 4 m), on peut envisager que la mer atteignait une cote supérieure à l'actuelle. Dans l'hypothèse où le marnage était identique, cela indiquerait un niveau moyen de la mer légèrement supérieur pour les phases dunkerquiennes II et III.

Les données de la plaine maritime de la mer du Nord n'indiquent donc pas un haut niveau marin antérieurement à notre ère. En cela, elles diffèrent des courbes eustatiques de R.W. FAIRBRIDGE et de F.A. MORNER qui intègrent les faits mondiaux. Par contre elles sont en accord avec l'hypothèse d'un dépassement ultérieur du niveau actuel. Si le fait transgressif dunkerquien reste le caractère fondamental du bassin méridional de la mer du Nord (cf. S. JELGERSMA, 1961 ; R. G. WEST, 1968 ; G. BRAND, B.P. HAGEMAN, S. JELGERSMA et K.H. SINDOWSKI, 1965), il n'est pourtant pas limité à ce domaine septentrional. En effet, par le relais de la petite plaine de Wissant (entre les caps Blanc-Nez et Gris-Nez), on retrouve sur le littoral boulonnais et dans la plaine maritime picarde la même stratigraphie (G. DUBOIS, 1924 ; A. BRIQUET, 1930, 1931, 1937 ; R. AGACHE, F. BOURDIER et R. PETIT, 1963 ; H. MARIETTE, 1971 ; M. MONTAIGNE, 1971, 1972 ; P. LEFEVRE, 1972).

Pour cet ensemble côtier, H. MARIETTE a pu ainsi proposer une corrélation satisfaisante avec les phases néerlandaises, distinguant quatre transgressions dunkerquiennes (cf. D O, D I, D II, D III) dont la première se situe à Camiers dans ce qui est l'équivalent du complexe de la tourbe de surface et qui correspond à un niveau marin inférieur d'au moins 2,5 m par rapport à l'actuel. La stratigraphie est corrélable avec celle de la zone tourbeuse du Nord si l'on tient compte de la différence résultant de la définition proposée pour l'assise de Dunkerque qui laisse dans l'assise de Calais les dépôts de la phase D O.

Ce n'est seulement qu'au S de la Picardie que commencerait une autre province littorale sans transgression dunkerquienne aussi généralisée. La distinction n'est cependant pas radicale puisqu'au S de la Seine, aussi bien sur le littoral de la Manche que sur celui de l'Atlantique, existent des exemples de stratigraphie comparable à celle du Nord (cf. H. ELHAI, 1963 ; A. GUILCHER, 1969 ; M. TERS et J.P. PINOT, 1969 ; H. ELHAI et C. LARSONNEUR, 1969 ; M.T. MORZADÉC-KERFOURN, 1969,...). Cela suggère une évolution générale commune liée à la courbe eustatique avec des différences dues à des facteurs locaux, l'ampleur géographique

du phénomène transgressif dans la plaine maritime de la mer du Nord résultant de sa configuration qui est d'ailleurs un héritage pléistocène.

4 - Les types de formes de relief

Les formes du relief de la plaine maritime sont en relation directe avec les données stratigraphiques et l'évolution holocène récente. Le décalage temporel des formes de marais maritime dans l'échelle temporo-spatiale de la géomorphologie selon A. CAILLIEUX et J. TRICART (1965) a été mis en évidence par F. VERGER (1971). Il s'applique surtout pour les formes petites et moyennes ; il n'est cependant pas aussi important pour la forme d'ensemble dont l'origine remonte au Pléistocène moyen et dont le dessin est inscrit sur la carte structurale (cf. carte des isobathes du toit du Paléozoïque). C'est en s'inspirant de ce principe de classification que sont rassemblés les types de formes qui ont été mentionnés au cours des développements précédents.

- formes majeures

Les formes majeures se situent déjà à l'échelle des subdivisions internes de l'unité d'ensemble qu'est la plaine maritime par rapport à la région continentale. Elles sont liées aux contrastes généraux d'altitudes qui déterminent une pente N-S dont l'amplitude est de l'ordre de 4 m, si on ne tient pas compte de la zone littorale formée de cordons dont la mise en place représente un autre stade d'évolution beaucoup plus tardif (fig.158). Il s'agit d'un dispositif de marais contraire qui n'est cependant pas homogène d'W en E. Ainsi aux deux extrémités, le marais du Calaisis méridional et la région des Moères s'apparentent par leur position en arrière d'un ancien cordon d'âge calaisien et par leur basse altitude. Mais la région des Moères, même en dehors des polders proprement dits, se situe largement au-dessous du O.N.G.F. ; de plus des formes petites et moyennes s'y enchevêtrent alors que dans la partie calaisienne existe une zonation. Au centre, celle-ci est plus ou moins altérée par le système estuarien de la Hem et de l'Aa.

Ainsi la plaine maritime fournit un exemple de marais contraire hétérogène qui, de plus, est d'origine très composite, en particulier par suite des transgressions successives.

Le Marais du Calaisis antérieur fournit le schéma le plus simple de cette évolution complexe. Le dispositif contraire y est le plus purement réalisé puisque la zone la plus basse (altitude inférieure à 1 m) frange la bordure continentale. Certains secteurs se trouvent même au-dessous du O.N.G.F., au pied de la Petite-Rouge-Cambre, près de l'étang d'Ardres et surtout dans le Marais de Guines (-1,3 m). Cette situation déprimée interne caractérise d'ailleurs encore le secteur de la plaine situé au S de l'alignement Virval-Attaques-Sainte-Marie-Kerque qui fait transition par des cotes variées avec la partie septentrionale -zone externe- où les altitudes sont plus régulièrement comprises entre 2 et 3 m. Ce fait avait déjà été mis en évidence par R. BLANCHARD (1906). La zone interne a ainsi été la plus affectée par les inondations provoquées lors de la dernière guerre. Elle se subdivise en deux bandes selon la présence ou l'absence du recouvrement dunkerquien qui s'accompagne d'un changement progressif d'altitude, l'existence des bancs de calcaire à Linnées créant en plus des contrastes locaux.

Si, apparemment, le dispositif contraire est en relation directe avec les transgressions dunkerquiennes, ce qui détermine un type de marais à zonation d'âge différent, il s'explique par une évolution plus complexe avec répétition des mêmes processus au cours de plusieurs stades de l'histoire flandrienne. Les altitudes et les faciès de la partie supérieure de l'assise de Calais indiquent déjà un dispositif contraire, en particulier dans la région d'Ardres (cf. J. SOMME et M. CABAL, 1972). Les dernières phases transgressives calaisiennes ont une limite sensiblement identique aux inondations dunkerquiennes. Le front de ces dernières qui n'a pas atteint la bordure continentale s'explique à la fois par le développement important de la tourbe, auquel s'ajoutaient des apports limoneux fluviatiles et lacustres, et la position abritée de la région, en partie fermée par le système de cordons au NW et la présence d'un haut-fond yprésien à faible profondeur dans le pro-

longement du promontoire de Bois-en-Ardres. L'obstacle créé par la tourbière, dont le développement était pourtant, alors fortement ralenti, a joué un rôle déterminant lors de la transgression dunkerquienne II dont les dépôts correspondent à un estran sableux, contrairement à la sédimentation de la phase D I plus proche du wadden typique. C'est donc le tassement de la région tourbeuse intervenu depuis le Moyen Age, processus naturel amplifié par l'assainissement, qui explique l'amplitude du dispositif contraire actuel, selon un schéma classique. Il s'agirait ainsi d'un marais contraire exagéré. On doit tenir compte également, pour les zones les plus déprimées, d'une action anthropique (exploitation partielle de la tourbe) dont les étangs de Brènes et d'Ardres sont les témoins les plus manifestes. Enfin, on ne peut exclure l'influence de facteurs structuraux car le Marais coïncide avec une zone faillée complexe. Ceux-ci pourraient en particulier expliquer les anomalies d'épaisseur des formations attribuables au Quaternaire dans certains sondages profonds du marais de Guines, zone particulièrement déprimée alors que la tourbe s'y trouve conservée sur une forte épaisseur.

Les caractères typiques du marais contraire s'estompent dans le reste de la plaine maritime par suite de l'évolution dunkerquienne qui n'a pas aussi bien confirmé celle de la phase flamandienne précédente. Les transgressions D I et surtout D II ont recouvert le marais tourbeux en érodant la tourbe de surface souvent jusqu'à l'assise de Calais. De plus, par suite de la présence de vastes estuaires, elles ont pénétré efficacement jusqu'à la bordure continentale en y déposant une sédimentation sableuse relativement épaisse. Il en résulte que la dépression intérieure n'est plus aussi bien marquée et que les formes moyennes (cuvettes et chenaux inversés) représentent des dénivellations locales parfois aussi importantes que l'amplitude de la forme majeure. Cette situation caractérise notamment toute la partie orientale de la plaine.

La région des Moëres appartient à ce type atténué. Elle n'en est plus d'ailleurs qu'une forme réduite et tronquée par suite du rétrécissement de la plaine depuis l'extension de la tourbière qui avait débordé vers le N le cordon ancien de Ghyvelde. L'altitude générale plus

basse est en relation directe avec un colmatage originellement moins élevé, lié à la diminution du marnage auquel s'est ajouté le tassement de la tourbe. S'il s'agit bien d'une zone ancienne de tourbière bombée, réduite à l'état d'île par la transgression D II, son exploitation par l'homme a créé une vaste inversion de relief. Les Grandes et Petites Moères, avec leur modelé plat qui appartient au paysage de polder et leur altitude déprimée qui a exigé un pompage après l'inondation de 1944-1945 (G. DELAINE, 1969), constituent une anomalie dans la plaine française.

- formes moyennes et petites

Il s'avère difficile de séparer radicalement ces deux groupes de formes distinguées par F. VERGER car pour le même type, notamment parmi les formes linéaires, on observe parfois un changement important d'échelle. Sur le terrain, la confusion qui peut parfois être faite entre un chenal et une ancienne digue montre bien qu'il s'agit de la même famille taxonomique.

Les formes de la zone littorale (cordons et polders) s'opposent au modelé plus subtil du reste de la plaine. Une transition s'opère cependant d'un domaine à l'autre, à l'W de Dunkerque, ce qui isole encore le cas de la région dunkerquoise (Moères).

Le modelé de la plaine dunkerquienne est surtout lié aux anciens chenaux de marée, mais la morphologie différentielle qui en résulte est inégalement marquée. Cela tient à l'hétérogénéité verticale et latérale de la sédimentation, à la présence de la tourbe de surface et à la complexité de la stratigraphie. Le type de relief constitué par l'inversion des anciens chenaux sableux joue un grand rôle en Belgique où il a été décrit par R. TAVERNIER (1947^c, 1954^b) pour expliquer le modelé des polders anciens. Des formes semblables sont également bien représentées en France dans le Dunkerquois à l'E du Canal de Bergues (R. PAEPE, 1960) où leur dessin peut se lire sur la carte topographique (l'es. Dunkerque 1/25 000 3-4 et 7-8) et sur la photographie aérienne (H. FLATRES-MURY, 1966), d'autant qu'il s'agit d'armature au réseau routier

et à l'habitat linéaire. Dans cette région les conditions sont en effet réunies pour avoir permis une inversion nette. Alors que les dépôts D I sont réduits à la partie septentrionale, où d'ailleurs le modelé s'estompé, les chenaux D II ont incisé la tourbe de surface en moyenne peu épaisse (0,50 m) selon un réseau orthogonal bien tracé et ont été remplis par une sédimentation sableuse grossière, alors que latéralement la tourbe conservée n'était couverte que par un mince dépôt argileux. Le tassement médiéval de la tourbe a mis en relief ces chenaux, créant une dénivellation de l'ordre du mètre, et séparant des zones de cuvettes.

A l'W du Canal de Bergues, le type inversé simple tend à disparaître. Les chenaux inversés existent encore, mais plus discontinus et formant des reliefs plus étalés. Le modelé tend vers un style de cuvettes peu marquées qui devient la règle à l'W de l'Aa. B. DELHUILLE (1970) a mis ce fait en évidence dans le SW du Dunkerquois et proposé une explication qui associe l'inversion de relief à l'irrégularité initiale de la tourbière ayant entraîné des variations d'épaisseur dans le colmatage. Il est certain qu'une plus grande conservation de la tourbe a réduit l'effet du tassement différentiel, ce qui explique le modelé relativement plat du Marais recouvert du Calaisis méridional. Cependant le modelé de dômes et cuvettes est lié aussi à la compaction inégale d'une stratigraphie où se superposent les formations D I et D II. Il en résulte un relief mou et anarchique, ce qui se traduit dans la répartition de l'habitat et le tracé du réseau routier. Ce dernier, indépendant de la nature superficielle des dépôts, recoupe souvent les chenaux, qui ne forment pas de relief linéaire évident, par un brusque détour.

Les reliefs de chenaux, toujours sans relation avec l'occupation humaine, redeviennent plus fréquents à la bordure du marais tourbeux entre Coulogne et Ardres. Dans le Marais de la Petite-Rouge-Cambre existe, avec les "digitations de la Tourelle" de G. DUBOIS, un type particulier de relief de chenaux. Le réseau de bandes sableuses grossières émerge de la tourbe environnante qui affleure, constituant des levées plus ou moins marquées au milieu des prairies (fig. 159). Les sondages

ont montré qu'il ne s'agissait pas d'un dépôt antérieur à la tourbe de surface, mais du remplissage de chenaux dunkerquiens qui ont érodé la couche organique. Il s'agit dans ce cas, soit encore d'une forme inversée, ou d'une forme exagérée qui s'apparenterait alors aux roddons des Fens anglais (R. GODWIN, 1938). Certaines levées du Marais d'Ardes pourraient résulter des mêmes processus, mais seraient liées à des chenaux fluviatiles dans la tourbière (cf. J. SOMME et M. CABAL, 1972).

Les formes de relief liées purement aux cordons calaisiens n'existent qu'avec l'alignement des Pierrettes-Virval dont les caractères ont été précédemment mentionnés. Il en est de même pour les éléments pléistocènes de Coulogne et des Attaques qui constituent des reliefs hérités en partie enfouis. Cependant le versant septentrional du massif de Coulogne, comme d'ailleurs celui de la butte de la Petite-Rouge-Cambre, a une vigueur due au rajeunissement par l'érosion littorale flandrienne comme l'indiquent les cordons de galets qui ourlent leur pied.

La partie N de la plaine (fles Calais 1/25 000 5-6 et W de Dunkerque 3-4) comporte de vastes espaces à peu près plats liés à une sédimentation homogène sablonneuse sans tourbe de surface (Calaisien recouvert) et des zones de faibles bombements alignés. Parmi ces derniers, les uns correspondent à des bancs littoraux sableux dunkerquiens (Haut-Guemps), les autres sont plus nettement d'anciens cordons dunaires en partie calaisiens, émiettés, qui jalonnent les estuaires du Houlet et de la Hem-Aa. En particulier, le chapelet qui prolonge au NE le banc de Marck a dû constituer au Dunkerquien un ensemble de dunes insulaires comme on pouvait en observer sur le littoral (cf. A. BRIQUET, 1930) : ces éléments anciens caractérisés par un sol développé émergent à peine de la plaine dunkerquienne sableuse ou argileuse. Les flots de Oye-Plage et de Loon-Plage, quoique plus étendus et un peu plus élevés, appartiennent encore à ce type dont le banc de Marck est le modèle le mieux conservé.

Le banc de Marck ne dépasse qu'exceptionnellement 5 m et ne constitue qu'une faible éminence dont la limite indistincte ne se marque

par aucun trait topographique. Il possède cependant un faible modelé ondulé de dunes aplaties réparties en plusieurs alignements (G. DUBOIS, 1924^a, 1925 d, 1926 a). Les sables dunaires qui le tapissent restent peu épais (1 à 3 m) et montrent deux sols podzoliques superposés dans sa partie septentrionale (carrière des Ursulines, fle Calais 1/25 000 n°6, x = 571,5 à 572,1, y = 361,9 à 362,1) (fig.146) dont l'inférieur mieux développé est antérieur à l'époque romaine alors que le second doit dater du Moyen Age. Les vestiges gallo-romains sont enfouis à une certaine profondeur (cf. H. DEBRAY, 1875 b). Cette double génération de dunes anciennes se retrouve dans le banc de Ghyvelde (G. DELEPINE, 1909 ; BOULY DE LESDAIN, 1912 ; G. DUBOIS, 1924 ; A. BRIQUET, 1930 ; R. PAEPE, 1960). Contrairement au banc de Marck, le modelé dunaire est encore bien marqué vers la frontière franco-belge avec une altitude atteignant 10 m et se continue jusqu'à Adinkerke en Belgique. Cela implique une activité colienne plus tardive qui doit être liée à une position plus longuement littorale comme l'indiquent également les dunes récentes proches.

La zone littorale caractérisée par l'extension des dunes récentes dont le développement ne remonte pas au-delà des derniers siècles du Moyen Age comporte cinq secteurs morphologiques différents (cf. A. BRIQUET, 1930):

De Sangatte au Cran, sur une courte distance, la côte recoupe très obliquement les cordons anciens. Protégée par une digue dont l'origine remonte au XVIIe siècle, elle a fortement reculé depuis le Moyen Age : les vestiges du village du XIIIe siècle se trouvent sous l'estran actuel. Ce secteur n'est que le prolongement de la falaise du Blanc-Nez. A partir de la sortie E de Sangatte, un faible liseré dunaire ourle la digue.

Au-delà du Cran, avec l'inflexion du littoral qui prend un tracé WSW-ENE, progressivement un autre secteur apparaît, caractérisé par l'accumulation et le progrès de la côte depuis le Moyen Age. Jusqu'à Calais le cordon dunaire longitudinal est unique et culmine loca-

lement à plus de 15 m; il correspond à l'ancien poulrier dont la progression a rejeté l'estuaire de Calais après le XII^e siècle. Les prises littorales ("salines"), comprises entre ce cordon et le banc des Pierrettes, renforcé par la Digue Royale du XVIII^e siècle, sont récentes. Le ruisseau du Cric qui prolonge à l'amont le Grand Courant conserve encore la morphologie atténuée de chenal (fig.146).

Le précédent secteur fait transition avec celui qui se développe de Calais à Dunkerque caractérisé par une série d'alignements dunaires, séparant des prises successives ("salines", "hemmes", "polders") et marquant d'une façon distincte les divers littoraux depuis la fin du Moyen Age. Cette zone a une largeur à peu près constante d'environ 2 km. G. DUBOIS (1925-1926, 1926-1927) a décrit le paysage qui englobe les éléments calaisiens avec le terme de "bourrelets littoraux" car les divers alignements correspondent, soit à des cordons sableux, soit à des bancs sableux plus ou moins éoliens recouvrant de vieilles digues. Le relief dunaire ne présente une véritable vigueur qu'au long du littoral actuel (alt. max. : 18 m), surtout au niveau des anciens estuaires où le stationnement de la côte a été plus prolongé. Cela se traduit parallèlement par une série d'inflexions dans le dessin du réseau des bourrelets littoraux. A l'E de Calais, un massif dunaire intérieur (Dunes des Garennes et du Fort Vert) qui semble incorporer des éléments calaisiens conserve ainsi une morphologie bien marquée dans un secteur où le littoral s'est nettement accru depuis le XVIII^e siècle. La Pointe de Gravelines (fle Dunkerque 1/25 000, n° 5-6) représente une situation comparable dans une zone d'érosion (cf. G. DUBOIS, 1926 e, f). Le massif côtier unique résulte de la juxtaposition d'éléments d'âge différent : les dunes du XVIII^e siècle recoupées obliquement par la côte sont accolées au littoral du XVI^e siècle, alors que des dépôts de wadden de la fin du Moyen Age ont été observés sur l'estran. En arrière s'étend la saline d'Enna fermée par la digue du XIV^e siècle (A. BRIQUET, 1930 ; P. BRUYELIE, 1967).

Le dernier secteur côtier qui commence à Dunkerque est associé à l'estuaire de la Colme et, selon le même schéma, les dunes redeviennent importantes. Mais depuis le Subboréal, un important recul s'est produit puisque la tourbe existe au niveau de l'estran avec des vestiges gallo-romains. Beaucoup plus vigoureux (alt. sup. à 20 m), le cordon dunaire récent désormais unique, en avant du banc de Ghyvelde, est en fait complexe car il incorpore des éléments de dunes anciennes orientées E-W (R. PAEPE, 1960). La morphologie se différencie : en Belgique, deux zones de dunes paraboliques ont été distinguées en arrière du liseré côtier et s'individualisent par leur granulométrie et leur teneur en calcaire. La datation du sol qui surmonte les dunes intérieures montre qu'elles se sont mises en place avant le début du XVe siècle (F. DEPUYDT, 1966).

Le dessin de la zone littorale définie par le complexe des dunes récentes est donc acquis depuis les deux ou trois derniers siècles du Moyen Age, l'histoire ultérieure, entre Calais et Dunkerque, n'ayant fait que confirmer par l'édification de digues une évolution naturelle. Malgré des conditions géographiques différentes, il semble exister beaucoup d'analogies avec les données acquises en Hollande (cf. S. JELGERSMA, J. DE JONG, W.H. ZAGWIJN, J.F. VAN REGTEREN ALTENA, 1970), ce qui demanderait à être confirmé par de nouvelles recherches. La différence essentielle du littoral français à l'W de Dunkerque réside dans la faiblesse des édifices dunaires qui a été mise en relation avec celle de la pente des plages par opposition avec la côte belge et néerlandaise (F. DEPUYDT, 1972).

Conclusion

Le domaine du Quaternaire marin ne se limite pas à la plaine maritime flamandienne puisque des formations littorales pléistocènes de même faciès la débordent à l'W (Gangatte) et à l'E (Herzele). Leur altitude presque identique (9-11 m IGF) est très proche de celle des plus hauts niveaux marins reconnus sur la côte boulonnaise et picarde où les fluctuations holocènes sont également comparables, ce qui confirme globalement l'appartenance du bas pays nordique à un ensemble morphotectonique méridional. La mer holocène a donc réenvahi un domaine en grande partie déjà affecté par les transgressions interglaciaires antérieures.

La formation d'Herzele, d'âge antéémien, est un jalon fondamental dans la reconstitution des littoraux quaternaires ; elle prouve qu'au Pléistocène moyen - à l'Holsteinien sûrement, peut-être dès le Cromérien - la configuration côtière avait acquis son orientation générale actuelle, ce qui implique un changement paléogéographique majeur entre le Quaternaire inférieur et le Quaternaire moyen avec une liaison interglaciaire précoce entre la Manche et la mer du Nord. Cependant la chronologie exacte de cette évolution reste à préciser dans le cadre de recherches collectives actuellement en cours pour aboutir à une synthèse des données du bassin de la mer du Nord, et la corrélation entre les gisements du golfe de l'Yser et ceux du Calaisis dont l'âge antéémien paraît s'imposer à la fois pour des raisons stratigraphiques et paléomorphologiques reste encore hypothétique en l'absence de jalons intermédiaires et d'une connaissance précise des formations profondes de la plaine maritime.

Contrairement à l'évolution pléistocène, celle du Flandrien régional est corrélable avec les données néerlandaises qui ont précisé la signification des divisions introduites par G. DUBOIS. La région de Calais se révèle la plus propice pour une révision des stratigraphies-types du Calaisien et du Dunkerquien grâce à la présence d'un système de cordons et d'un marais tourbeux partiellement

recouvert par les transgressions dunkerquiennes. L'extension de la tourbe subboréale dans la plaine franco-belge paraît justifier de maintenir à ce niveau la coupure entre le Calaisien et le Dunkerquien. Mais les transgressions antérieures à celle du IV^e siècle après J.C. (D II) atteignent des limites comparables à celle de cette dernière, ce qui a pu être bien établi à partir des données fournies par l'important site gallo-romain d'Ardes. La partie française de la plaine maritime se différencie surtout par une séquence stratigraphique à dominante sablolimoneuse dont les termes se situent à une altitude relativement élevée en liaison directe avec une variation de l'amplitude du marnage qui diminue d'W en E.

Les grands traits de la morphologie de la plaine et leurs nuances régionales résultent de cette évolution calaiso-dunkerquienne à laquelle s'ajoute l'influence des héritages antérieurs. Les microformes sont dues à des phénomènes tardifs où interfèrent les facteurs naturels dunkerquiens et les interventions humaines. Cette évolution récente a été bien décrite par A. BRIQUET dans la zone littorale qui a fortement progressé entre Calais et Dunkerque depuis le Moyen Âge et dont l'orientation générale s'est trouvée ainsi notablement modifiée dans la partie occidentale après l'édification des derniers cordons calaisiens. Ce changement de la côte est encore comparable à celui qui s'est produit en Belgique et aux Pays-Bas (fig. 128) ; par comparaison avec l'ensemble du littoral belgo-néerlandais, la façade côtière du bassin de l'Aa constitue ainsi un site privilégié. C'est encore sur la plage de Sangatte, à la racine de cette vaste plaine maritime qu'il est possible de mesurer l'importance de ce dernier stade d'évolution et en même temps sa relativité à l'échelle du Quaternaire, face à une falaise morte qui figure en quelque sorte le contact entre haut et bas pays et dont l'interprétation est finalement là encore dans la dépendance de nouvelles données à trouver dans la plaine colmatée.

6^{ème} Partie

LES HERITAGES

ET L'EVOLUTION QUATERNAIRES

DU RELIEF CONTINENTAL

Les parties précédentes ont rassemblé les données nécessaires à une compréhension globale du relief régional. C'est donc en s'appuyant sur ces résultats et en se référant aux analyses antérieures qu'il est possible de tenter une explication du modelé et une reconstitution de l'évolution morphologique ayant abouti au paysage actuel. L'étude stratigraphique des formations qui fournit les jalons chronologiques a mis en évidence, en remontant dans le passé, le hiatus qui apparaît avec le Pléistocène ancien. L'ancienneté de la zone littorale a révélé parallèlement l'important changement paléogéographique qui a affecté le bassin méridional de la Mer du Nord et qu'on constate réalisé au Pléistocène moyen.

C'est donc à l'intérieur du Quaternaire que se place le tournant essentiel qui est à l'origine du relief actuel. Cela se confirme dans les trois aspects qui seront successivement envisagés : le modelé de la surface crayeuse avec ses formations argileuses à silex, les caractères des vallées et de leurs formes et dépôts associés, les versants.

CHAPITRE 1

LE MODELE DE LA SURFACE CRATEUSE ET LES FORMATIONS ARGILEUSES A SILEX

Les analyses antérieures concernant les données paléogéographiques et stratigraphiques du substrat antéquaternaire (cf. 2e partie) ont permis de définir les caractères de la surface infraéocène et de montrer que le relief des régions crayeuses était directement commandé par cette surface inégalement exhumée et en même temps plus ou moins dégradée. Il est établi que la surface infraéocène originelle était dépourvue de poches et que celles-ci n'apparaissent au contact Crétacé-Eocène que dans la zone où le Tertiaire se trouve à la fois conservé sous une faible épaisseur et avec une lithostratigraphie essentiellement sableuse. Il en résulte que le modelé de la surface crayeuse subaffleurante à la fois sous couverture purement quaternaire et sous couverture tertiaire et quaternaire est caractérisé d'une façon générale par des poches dans l'ensemble du haut pays et de sa bordure. A ces poches se trouvent associées des formations argileuses à silex qui appartiennent au complexe traditionnellement désigné par le terme d'"argiles à silex".

Le problème de l'"argile à silex" qui se trouve ainsi posé, et déjà circonscrit, ne pouvait être envisagé que globalement au terme de l'inventaire de toutes les données stratigraphiques et paléogéographiques de la couverture postcrétacée, en particulier des limons pléistocènes. Ce type de formation n'échappé^{pas} à la règle générale de l'analyse géomorphologique qui implique une démarche régressive et une perspective tenant compte étroitement des facteurs régionaux et locaux. L'importance de ces derniers est sans doute le fait fondamental dans le long débat qui a été consacré à ce problème (cf. Y. DEWOLF, 1973). Il ne peut donc s'agir à partir des exemples fournis par un domaine géographique relativement étroit que de préciser les caractères d'une province.

L'expression de "formations argileuses à silex", également utilisée par C. MATHIEU (1971) à propos de la Thiérache, semble préférable pour désigner, selon la définition du Colloque organisé par l'Association des Géologues du Bassin de Paris (1967), "des formations de constitution et de structure variables qui ont comme caractère commun de renfermer des silex en grande majorité non usés ou peu usés, dans une matrice meuble argileuse, argilo-sableuse ou plus rarement sableuse ou limoneuse", pour lesquelles le même Colloque a cependant maintenu le vocable traditionnel d'"argiles à silex" (au pluriel). Il eût été sans doute souhaitable d'abandonner ce terme entaché d'interprétations contradictoires qui, selon les divers auteurs, désigne des éléments variés dont les termes extrêmes ne renferment ni argile, ni silex, comme l'avait proposé C. POMEROL (1965c). Le sens générique qu'implique le terme de "formations argileuses à silex" permet de rassembler des types de formations dont certaines ne sont pas des argiles typiques au sens granulométrique tout en mettant l'accent sur les caractères descriptifs dominants d'un complexe qui peut comporter des termes non argileux et dépourvus de silex. Il en est en quelque sorte de même pour ces formations que pour les limons et elles demandent à être envisagées aussi d'un point de vue lithostratigraphique.

1 - L'"argile à silex" du Nord de la France : état de la question

Dans la région du Nord, A. BONTE (1955 b, c, 1965, 1967 a, b) distingue trois formations à silex différentes : le conglomérat à silex infraéocène, couche mince et discontinue située à la base du Tertiaire sableux (silex roulés et verdés) ; l'argile éluviale ou argile à silex stricto sensu, noire ou brune, avec ou sans silex suivant la nature de la craie sous-jacente, qui tapisse les parois des poches de dissolution et qui représente le résidu insoluble de la craie (silex intacts à enduit noir) ; le manteau superficiel à silex ou argile à silex lato sensu, de type colluvial, en placages épais et à matrice argilo-sableuse extrêmement variable (silex roulés, silex intacts, silex cassés). Seuls les deux derniers types sont à considérer et ils appartiennent dans la région aux formations superficielles. La dernière catégorie de A. BONTE englobe cependant des éléments qui sont étrangers au complexe des formations argileuses à silex puisqu'elle inclut le "diluvium" (1955 b, c), c'est à dire en grande partie des dépôts fluviatiles pléistocènes typiques étagés en terrasses, l'auteur prenant ainsi le gisement d'Hallines (3e partie, fig. 100) comme exemple de manteau superficiel à silex (1967 a, b). Il en est de même pour la notion de "limon rouge à silex" qui recouvre des formations totalement différentes allant de l'argile à silex rouge traditionnelle à des cailloutis fluviatiles dont la matrice n'est d'ailleurs pas limoneuse. Ce terme ne fait que remplacer, avec plus de confusion, le vocable désuet de "diluvium" sur les cartes géologiques.

Ph. PINCHEMOL (1954) ne retient que trois dépôts "à silex" : le conglomérat à silex infraéocène ; l'argile brune ou noire à silex branchus, peu épaisse (quelques cm à 30 cm) toujours située sous les terrains éocènes ou l'argile rouge à silex ; l'argile rouge à silex, caractérisée par l'usure des silex, leur abondance et par l'importance des éléments étrangers tels que grès et galets éocènes, et qui est presque toujours un bief à silex, c'est à dire une argile à silex

remaniée. Cette classification ne diffère guère, selon son auteur lui-même (1955), de la précédente, aux différences terminologiques près, l'argile rouge à silex correspondant au limon rouge à silex. Il exclut cependant nettement le Miluvium de l'Artois dont la composition est très différente et qu'il considère comme une formation néogène, "fond de grenier" beaucoup plus comparable au bief à silex qu'à l'argile rouge à silex stricto sensu. Il estime par contre que le terme de bief à silex doit être appliqué à toutes les formations d'argiles à silex remaniées qui ne se trouvent plus dans le plan de la topographie éogène, cette définition se référant à l'interprétation chronologique de l'argile à silex originelle.

En Thiérache, dans une région proche du Nord qui a d'ailleurs été l'objet d'anciens travaux sur l'argile à silex (cf. J. GOSSELET, 1879 a), des études récentes (J. MAUCORPS, M. JANAGNE, R. BOUTEMY et C. MATHIEU, 1967 ; C. MATHIEU, 1971) ont distingué trois types principaux de formation à silex : dépôts et franges d'altération ; matériaux hétérogènes de remaniement : argile à silex remaniée, bief à silex ; "conglomérats à silex". Ce dernier terme qui désigne les cailloutis de base des formations limoneuses est d'ailleurs inadéquat puisqu'il s'agit de formations meubles ; son emploi est en outre une source de confusion éventuelle puisqu'il est consacré par l'usage (cf. A. BONTE) pour désigner la formation de base de l'Eocène. L'intérêt de ces études est de montrer que ces matériaux ne peuvent être traités séparément, le fait essentiel résultant des modifications liées aux déplacements plus ou moins importants du matériau d'altération dans le relief. C. MATHIEU (1971) distingue donc deux types de formations argileuses à silex : l'argile à silex s. s. qui comprend essentiellement la frange d'altération de la craie ainsi que les dépôts argileux à silex sus-jacents, l'ensemble n'ayant subi des déplacements que de très faible amplitude et non contaminés par des matériaux allochtones ; l'argile à silex remaniée ("bief à silex") qui est constituée de produits déplacés de l'argile à silex s. s. et très fréquemment contaminée par des matériaux allochtones. La

distinction entre cette dernière catégorie et les "formations hétérogènes de pente" repose sur un critère granulométrique (40 % de fraction argileuse).

Ces différentes classifications élaborées dans le même contexte régional sont donc très proches les unes des autres, elles diffèrent surtout quant à l'extension à donner à la catégorie des argiles à silex remaniées qui correspond à la notion de bief à silex et à la définition plus ou moins étroite -qui pose sur le terrain un problème de limite stratigraphique- à l'argile à silex s. s. qui est essentiellement due à la décarbonation^u de la craie. Ce relatif accord général définit une province dans l'ensemble des régions de l'argile à silex.

Les données d'observation qui fondent les interprétations sont cependant en partie différentes. La théorie de A. BONTE qui s'appuie essentiellement sur l'analyse des poches à remplissage sableux éocène et qui de ce fait s'attache surtout à définir les caractères du liseré d'argile résiduelle au contact de la craie (argile éluviale ou argile à silex s. s.) (A. BONTE, 1971 ; A. BONTE et P. DEBRABANT, 1973), reprend l'explication de la formation sous couverture perméable, sableuse éocène (région d'Arras) ou limoneuse (Harnignies). Cet auteur en conclut que "dans tous les cas, la formation des poches de dissolution d'une part, des argiles à silex qui en sont la conséquence d'autre part, est un phénomène récent" (1967 b), "de toute façon, largement postérieur au dépôt de la couverture perméable" (1971). Compte tenu de la définition précise de la formation analysée, cela n'exclut pas des évolutions identiques plus anciennes et le "limon rouge à silex" comportant des argiles à silex remaniées se serait élaboré tout au long du Tertiaire et du Quaternaire. Ph. PINCHEMEL (1954, 1955) a une conception plus restrictive de l'argile rouge à silex et sa thèse concerne ce type de formation qui se serait constituée en surface : tant aux dépens de la craie qu'aux dépens de l'argile plastique sparnacienne durant une période étroitement limitée de l'Eocène supérieur, "celle qui à partir du dépôt des argiles éocènes a vu se produire un

rejeu des anticlinaux avant que ne se développe la transgression yprésienne". Une telle explication, privilégiant une phase étroite de l'histoire géologique ancienne, est dans la dépendance des données paléogéographiques de cette période. Or celles-ci ne permettent pas, dans le cas de la région artésienne, de confirmer une telle interprétation chronologique (cf. 2e partie). C. MATHIEU (1971), interprétant cette fois l'ensemble des formations à silex de Thiérache, conclut à une origine autochtone de l'argile à silex s.s., issu essentiellement de la dissolution et de la décarbonation^{ta} de la craie sous-jacente, et à une origine subautochtone de l'argile à silex remaniée et contaminée en surface. Il place essentiellement cette évolution, au Pliocène et au début du Quaternaire, les phénomènes se trouvant considérablement ralentis à partir du Quaternaire moyen marqué par le dépôt d'une importante couverture limoneuse. Sans vouloir nier la possibilité d'une formation sous couverture perméable, il considère, contrairement à A. BONTE, que l'accumulation de l'argile résiduelle est en grande partie le résultat d'une décarbonation^{ta} et d'une activité pédologique de surface. Il faut noter cependant que les données de la Thiérache sont assez différentes puisque les poches remplies de matériaux sableux sont très peu nombreuses, et lorsque ce remplissage est présent, il n'affecte jamais la totalité de la poche, ne laissant apparaître qu'un liseré de décarbonation^{ta}.

Ce dernier fait confirme l'importance des données locales et justifie un inventaire bibliographique limité à une province déjà définie dans les travaux anciens qui se heurtaient à la difficulté des généralisations (C. BARRIS, 1879 ; J. GOSSELET, 1879 a, 1891, 1893 f ; N. DE MERCEY, 1880 a ; A. POTIER, 1879 b ; DE LAPPARENT, 1879). La région du Nord est cependant suffisamment vaste et diversifiée dans sa morphologie crayeuse pour montrer toute une série de formations argileuses à silex toujours associées à des poches, lesquelles sont à remplissage soit purement limoneux, soit sableux et limoneux, ou plus complexe, ces différents cas étant dans l'étroite dépendance de la situation topographique. C'est en tenant compte de

ces conditions stratigraphiques et morphologiques qu'il paraît utile de dresser un inventaire pour préciser l'ensemble des caractères de la province.

2 - Les types de poches et de formations argileuses à silex associées

Trois types de poches peuvent être distingués d'une façon schématique au milieu d'une série qui comporte de multiples formes de transition. L'arbitraire d'une telle classification n'a comme intérêt que de dégager les exemples les plus simples pour comprendre les cas les plus complexes, en appliquant le principe méthodologique de la démarche régressive.

2 - 1. Les poches élémentaires à remplissage purement limoneux (fig. 160, 164)

Les poches les plus simples que l'on observe dans la région artésienne sur les versants où la craie est subaffleurante ont des dimensions réduites et un remplissage purement loessique. Il existe tous les stades depuis la micropoche qui n'est qu'une simple fissure en forme de coin. Les meilleures observations sont possibles lorsqu'elles atteignent un développement métrique.

C'est le cas des poches régulières en forme de cône ou de chaudron qui affectent le haut du versant de l'escarpement de la faille de Ruitz au niveau d'Enguinegatte (fle Saint-Omer 1/25 000 n° 6 ; x = 597 ; y = 323,7 ; z = 93). La poche étudiée est de dimensions métriques (largeur : 1,40 m ; profondeur : 1 m) ; elle s'ouvre sous une couverture peu épaisse (0,60 m) de limon brun à petits éclats de silex reposant sur une ligne de blocs de craie et de silex gélifrac-tés enrobés dans une matrice limono-argileuse qui tapisse latérale-ment la surface de la craie altérée sur une faible épaisseur. L'in-térieur de la poche est essentiellement constitué par un loess argilo-sableux ($>50\mu = 15\%$; $50-20\mu = 35\%$; $20-2\mu = 15\%$; $<2\mu = 35\%$)

(éch. 707) brun jaunâtre à structure polyédrique avec enrobements argileux et petites taches grises (pseudogley). La périphérie de la poche est tapissée par un liseré (0,10 m), légèrement épaissi à la base, d'une formation argileuse brun noirâtre empâtant de nombreux rognons de silex cassés. La texture est argilo-sableuse ($>50\mu = 23,40\%$; $50-2\mu = 21,60\%$; $<2\mu = 55\%$) (éch. 708) ; elle ne devient franchement argileuse ($<2\mu = 75\%$) qu'à la frange décinétrique qui marque le contact avec la paroi crayeuse (éch. 708 bis). Cette dernière est constituée par la craie sénonienne à silex dont les lits altérés s'incurvent légèrement vers le bas à la bordure de la poche.

Cet exemple illustre le phénomène banal de la poche de dissolution avec le liseré d'argile résiduelle résultant de la décarbonatation. Cette mince couche se révèle déjà complexe puisque sa partie supérieure, nettement moins argileuse, a une texture qui traduit une contamination par des éléments non crétacés, la craie sénonienne étant particulièrement pure (cf. 2e partie). De plus la structure litée ainsi que son épaissement vers le bas indiquent un certain déplacement latéral qui ne peut être qu'antérieur au remplissage limoneux. Ce dernier n'étant constitué que par le loess de couverture weichsélien dans lequel s'est développée la pédogenèse postglaciaire, l'âge global des phénomènes se situe dans une phase très récente du Quaternaire supérieur. La présence de quelques gros rognons dans la masse du loess semble prouver qu'il y a eu piégeage de la formation dans une poche déjà existante. S'il n'est pas exclu que le processus de dissolution ait continué ensuite, il n'est plus actuel si l'on en juge par la présence de la couche supérieure non déformée.

Ce type de poche caractérise les parties hautes des versants crayeux dénudés liés à une cause structurale ou à la dissymétrie climatique.

2 - 2. Les poches à remplissage limoneux et sableux de versants

Ce second type se distingue par une lithostratigraphie du remplissage plus complexe incorporant diverses unités pléistocènes ou comportant la superposition de limons et de formations tertiaires. Ces deux cas dépendent à être envisagés ensemble dans la mesure où se pose le problème de l'existence de témoins éocènes en place.

A la sortie NW de Ecques (fig. 160), une carrière située vers la base du versant de la vallée du Lauborne, petit affluent de la Helde (fle Saint-Omer 1/25 000 n° 2 ; x = 596,1 ; y = 330,3 ; z = 45) fournit l'exemple d'un système de poches plus importantes (profondeur : 5 m) à remplissage sableux landénien et révélant deux générations de poches.

Sous la surface topographique actuelle, régulière et en faible pente, s'étend un loess brun jaunâtre épais de 1,50 m dans lequel se développe le profil du sol récent. Cette couverture repose, par l'intermédiaire d'un contact rectiligne jalonné par quelques éclats de silex, indifféremment sur la craie et sur les formations sableuses de remplissage dont la stratigraphie épouse les contours des poches pénétrant dans la craie sénonienne sans silex. La poche étudiée est dédoublée à sa moitié inférieure par un petit pilier de craie altérée. La première formation située sous le loess de couverture concerne l'ensemble de la poche, mais elle s'enfonce plus profondément dans la partie orientale (fig. 160, P1). Il s'agit d'un sable verdâtre à filets ferrugineux et picules rouilles dont le fin litage s'incurve conformément à la double poche. Ce sable repose, par l'intermédiaire d'un cailloutis de silex gélifracés, usés ou non, avec quelques galets éocènes cassés par le gel, sur un sable argileux ferrugineux fendillé, décoloré à sa partie supérieure. Cette couche 3 n'est conservée que sur l'une des parois de la poche P1 qui est ainsi dissymétrique du point de vue de son remplissage ; cette couche s'étend par contre plus largement à la partie supérieure de la poche P2. Le contact de la paroi crayeuse est marqué par un liscé peu épais (0,10m) d'argile noirâtre (6).

La poche P2 comporte une stratigraphie plus complexe puisque sous la couche 3 s'enfonce en coin un sable verdâtre compact (4). La périphérie de la poche est tapissée par une autre formation sablo-limono-argileuse brun rougeâtre, à concrétions de ferro-manganèse, fendillée (5), dont le sommet est jalonné par une ligne d'éclats de silex et la base par le liseré d'argile noirâtre 6.

Toutes les formations sableuses du remplissage sont constituées de matériel landénien, mais il ne s'agit pas d'Eocène en place descendu verticalement dans la poche. Celui-ci est remanié depuis le haut du versant où il subsiste, et l'ensemble de la stratigraphie appartient au Pléistocène supérieur et moyen. Le Weichsélien est représenté par le loess de couverture et la formation sableuse litée 2 selon une bipartition litho-stratigraphique générale dans les zones à substrat landénien proche (cf. 3e partie). Les formations sous-jacentes sont immédiatement antérieures au Weichsélien car la couche 3 présente les caractères pédologiques du sol de Rocourt sur matériau originel sableux. Un témoin de sol analogue remanié est représenté par la couche 5.

Ces données stratigraphiques montrent donc qu'il s'agit d'un système de poches ayant fonctionné à la fin du Pléistocène moyen et encore au début du Weichsélien. L'arrêt des processus est antérieur au dépôt du loess de couverture, attribuable au Pléniweichsélien supérieur, puisque cette couche n'est plus déformée.

La déformation des couches sous-jacentes montre que l'approfondissement des poches s'est effectué progressivement au cours même des phases de dépôt, puisque les lits de la formation 2 sont de moins en moins incurvés vers le haut. Il est ainsi prouvé que la formation des poches est surtout imputable aux périodes froides (et humides) du Pléistocène.

Le creusement de la poche P1, attribuable essentiellement au Weichsélien inférieur et moyen, montre que le phénomène s'est

effectué par saccades au cours du Quaternaire, le développement de la poche P2 s'étant trouvé ralenti par la présence d'un remplissage antérieur argilisé. Ce fait permet de nuancer le rôle joué par la "couverture filtrante" dans la formation des poches, qui n'intervient que pour partie et d'une façon différentielle, puisque ce type de poche est à la fois syngénétique et épigénétique.

L'exemple d'Ecques fournit donc un modèle de poches déjà complexe dont l'âge est relativement bien circonscrit dans le Pléistocène. Au sens strict du terme, la seule argile à silex n'est représentée que par le liseré d'argile noirâtre dans son cas-limite d'ailleurs puisqu'elle est dépourvue de silex, en relation directe avec la nature de la craie encaissante.

La coupe de Rebecques (fig. 160), localisée dans une position comparable, sur le versant de la vallée de la Lys-Lacquette, fournit un exemple du même type (file Saint-Omer 1/25.000 n° 6 ; x = 597,92 ; y = 327,75 ; z = 40). Dans ce cas il s'agit du versant en forme de glacis situé en contrebas d'une moyenne terrasse (alt. 70) dont le cailloutis repose sur le Landénien, selon un dispositif général à la bordure de l'Artois.

Le profil des poches, orienté perpendiculairement à la pente, comme dans le cas précédent, est assez comparable par les faciès du remplissage et par la juxtaposition de deux poches d'âge différent, cette fois plus nettement séparées. Comme à Ecques, le loess de couverture (1) weichsélien tapisse l'ensemble sans être déformé ce qui confirme la fossilisation des poches. Cependant cette dernière est intervenue plus précocement pour la poche P1 puisque les couches sous-jacentes, formation sableuse litée (2) et solifluxion crayeuse (3), encore attribuables au Weichsélien, ne sont pas dérangées. La poche P1 représente donc un fonctionnement antérieur avec emboîtement d'une

stratigraphie (formation sableuse à lits de blocs de tuffeau et d'argile 4 altérée vers le haut, sédiment pédologique basal 5 reposant par l'intermédiaire d'un cailloutis de silex gélifractés sur le liseré d'argile noirâtre 6 complexe et épaissi vers la partie inférieure de la poche, qui est corrélable avec celle de la poche P2 d'Ecques. Par contre, la poche P2 de Rebecques est d'âge purement weichsélien comme le montre la seule présence de la couche 2, déformée cette fois, reposant directement sur un liseré résiduel.

Le profil de Rebecques confirme donc le processus de saccades dans la formation des poches en même temps qu'il montre d'une façon plus nette que le rejeu s'est effectué selon un certain décalage latéral qui a abouti à la formation d'une nouvelle poche. Cela implique que la dissolution sous couverture n'est pas un phénomène exclusif et qu'un hiatus important marqué par des processus d'érosion aréolaire sépare les phases d'approfondissement des poches.

Les observations précédentes se complètent par celles fournies par le chantier de la Rocade minière à Barlin (fig. 161) sur le compartiment affaissé de la faille de Marqueffles, en contrebas de l'escarpement du Verdrel (fle Béthune 1/25 000 n° 5 ; x = 619,1 ; y = 305,1 ; z = 105). Il s'agit encore de poches à remplissage landénien, mais plus complexes et plus importantes, dans un site topographique plus escarpé. Les profils étudiés se situent sur le flanc d'un petit vallon qui échancre le pied du versant de faille et qui isole les buttes landéniennes plaquées contre l'accident.

Une série de poches coalescentes profondes (5 à 10 m) isolant des "bonshommes de craie" pénètrent le Sénonien sans silex, ce qui représente une exagération de la forme observée à Ecques. Une couverture de loess typique (1) brun jaunâtre altéré par le sol récent tapisse uniformément le sommet des poches qui représentent donc encore

un phénomène fossile. Sous ce manteau dont la base rectiligne est jalonnée par un mince cailloutis de silex, un loess sableux lité (2) jaunâtre (éch. 702) s'enfonce en coin au droit des principales poches. Sa base est marquée de nouveau par un cailloutis. Au-dessous se développe un faciès de sable limoneux verdâtre lité (3) (éch. 703) dont le matériau est constitué par le tuffeau landénien, qui devient plus argileux vers le bas. Cette couche épaisse repose soit directement soit par l'intermédiaire d'un cailloutis de silex et de galets éocènes, sur la frange argileuse (4) qui tapisse la paroi crayeuse (ép. : env. 0,30m). Cette formation est complexe et comporte deux unités : au contact du tuffeau une argile sablo-limoneuse brun verdâtre à taches rouille, litée (éch. 705) (4) ; contre la paroi crayeuse, un liseré argileux brun noirâtre avec concrétions de ferro-manganèse, partiellement lité, sauf au contact immédiat de la craie, dont l'épaisseur maximum (0,15 m) s'observe vers le bas de la poche (éch. 704) (5). Les piliers de craie sont profondément altérés avec des fissures tapissées de la même argile noirâtre et des enclaves pures d'un limon lité jaunâtre doux (éch. 706) (fig. 163, 164).

Le problème essentiel posé par ces poches est de déterminer dans quelle mesure il s'agit de Landénien inférieur en place simplement descendu dans les poches de dissolution. La comparaison entre les différentes poches montre qu'il existe tous les stades du remaniement. Dans certains cas, par suite des caractères lithostratigraphiques (formations litées avec lignes de cailloutis intermédiaires) il est évident que l'on est en présence d'une sédimentation pléistocène à partir d'un matériel à dominante landénienne. Dans d'autres cas le tuffeau paraît n'avoir subi qu'un déplacement en masse qui cependant comporte toujours une composante latérale, ce qui est confirmé par la forme des poches allongée dans le sens de la pente. Le litage de la frange argileuse à contamination limono-sableuse implique de tels mouvements, de même que les piliers de craie altérée qui piègent des éléments limoneux, lesquels n'ont pu se déposer que lorsque la craie était sub-affleurante. Aux phénomènes de dissolution se sont ajoutés des phénomènes de transport et de tassement.

Les repères chronologiques sont réduits en l'absence de paléosols caractérisés. L'évolution ne paraît pas remonter au-delà de la fin du Pléistocène moyen et s'est trouvée arrêtée à partir du dépôt du loess de couverture weichsélien. L'intensité des phénomènes paraît liée à la morphologie plus escarpée du talus structural, les poches se situant d'ailleurs au niveau d'un ravin fossile plus marqué que l'actuel. On note ainsi que ce vallon résulte d'un enfoncement plus important des poches et n'est pas lié directement à une érosion linéaire. C'est sans doute à partir de cas semblables et en postulant un âge antélandénien des poches qu'a été parfois avancée l'hypothèse d'une superposition des vallées actuelles aux vallées landéniennes (cf. 2e partie).

L'exemple de Barlin est représentatif des poches à remplissage de matériel landénien situées à la fois sur versant en pente assez forte (8 %) et à proximité des gisements tertiaires en place. Dans le Mélançois, les travaux exécutés lors des fondations de la Cité Scientifique d'Annappes (Villeneuve d'Ascq) ont fourni des données dans le cas d'une topographie beaucoup plus douce (pentes comprises entre 0,5 et 1 %) et d'une conservation pelliculaire du tuffeau landénien. Ce dernier n'est en effet encore en place que d'une façon locale dans le Mélançois, en particulier au Fort de Sainghin (fig. 177) et dans une partie du périmètre de l'Université des Sciences, où il est piégé dans des poches (A. BONTE, 1966 b), et toujours sous une faible épaisseur, d'ordre métrique. Ce tuffeau landénien a alimenté les formations weichséliennes antérieures au loess typique de couverture qui se présentent sous la forme de limons verdâtres lités, souvent à granules de craie (fig. 90). Les poches, décrites par A. BONTE, sont assez élémentaires, étant isolées et indépendantes les unes des autres, et se localisent de préférence au voisinage du contour séparant le tuffeau de la craie ; leurs parois sont tapissées d'un mince liseré d'argile noirâtre à MnO₂ qui caractérise le processus de la dissolution lente sous couverture.

Ces poches, qui dans la plupart des cas sont d'un âge uniquement weichsélien, permettent d'observer plus purement ce processus grâce aux conditions de morphologie plane et de mesurer son importance. Or le liseré résiduel est extrêmement mince même lorsque les poches sont profondes de plusieurs mètres, ce qui s'accompagne souvent d'une forme de puits avec parois subverticales. Ce cas a été observé dans la fouille du Bâtiment Physique 1 avec la poche où se trouvait conservée à sa partie supérieure une tourbe à espèces thermophiles (cf. A. BONTE, 1966 b), dont l'âge ne peut se situer qu'à l'Eemien ou au début du Weichsélien par suite de la stratigraphie sus-jacente (fig. 103). Il semble nécessaire d'admettre alors des processus d'effondrement.

D'autre part, comme l'a montré A. BONTE, sous le tuffeau en place, la craie est seulement diaclasée, alors que sous couverture pléistocène elle est altérée à l'état de marnettes, craie gélifrac-tée et solifluée, faciès résultant de processus superficiels. Les données du Mélançois qui concernent une évolution tardive, essentiellement weichsélienne, de la surface crayeuse montrent encore que dissolution et altération sont surtout imputables aux phases froides humides antérieures au Pléniglaciaire supérieur dont le loess de couverture n'est en général pas déformé.

2- 3. Les poches de terrasse fluviatile

Ce type de poche se développe lorsque le dépôt fluviatile repose directement sur la craie ce qui se réalise partiellement à la bordure artésienne. L'exemple caractéristique est fourni par la coupe d'Hallines (fig. 100).

Les poches profondes isolant des bonshommes de craie altérée qui affectent le substrat sénonien de la moyenne terrasse de l'Aa, dont le cailloutis est fortement déformé, ont été plusieurs fois décrites ou mentionnées (A. BONTE, 1965, 1967b; A. BONTE et J. DE HERNIM-
ZELIN, 1966 ; C. POMEROL et J. RIVELINE-BAUER, 1967 ; J. BOUTRY, P.

DOLIE et G. THIEGHEM, 1968 ; P. DOLIE, 1969). Il s'agit en effet d'un contact spectaculaire "en dents de scie" par suite de la coalescence des poches dont les formes sont très irrégulières avec des surplombs crayeux.

Trois types de poches ont été distinguées (J. BOUTRY et al, 1968) : poches de dissolution simple avec paroi crayeuse en place ; poches de dissolution compliquée par la cryoturbation avec craie dissociée en granules ; poches de dissolution cryoturbée avec conservation de loess sus-jacent au cailloutis. C'est dans ce dernier cas qu'a été levé le profil d'une séquence-type du Pléistocène moyen (cf. 3^e partie, fig. 100). Toutes les poches sont caractérisées par un liseré d'argile noire (couche 11) épais de quelques cm à une trentaine. L'exagération locale de celui-ci (fig. 100, B) est en effet trompeur, dû à la proximité de la paroi de la poche qui se trouve proche du plan d'exploitation momentané, selon une observation générale déjà faite par Ph. PINCHEMEL. Cette argile lourde (éch. 42 : 2 = 75 %) (fig. 164) comporte, comme à Roeux, les mêmes minéraux argileux que la craie sénonienne : montmorillonite abondante, un peu d'illite (C. POMEROL et J. RIVELINE-BAUER, 1967 ; G. MILLOT, T. CAMEZ et A. BONTE, 1957).

L'intérêt de la coupe d'Hallines est de montrer que la dissolution a été particulièrement importante sous une couverture complexe de graviers fluviatiles et de loess. Le caractère particulier des poches est lié à l'état altéré et fragmenté de la craie qui doit résulter en partie de processus contemporains du dépôt fluviatila. Les sondages effectués dans le fond des vallées révèlent en effet une épaisseur anormale de "marnettes", faciès altéré et soliflué de la craie (G. WATERLOT, 1954 ; A. BONTE, 1957 a). Le type de contact entre craie et alluvions représenté à Hallines n'est pas une exception, mais est au contraire général à toutes les terrasses situées sur la craie dans le Nord et en Picardie (vallée de la Somme et de la Canche).

La coupe d'Hallines montre également que dans la formation des poches interviennent des processus de cryoturbation. Deux zones cryoturbées sont observables, l'une au sommet, sous la couverture loessique, l'autre à la base englobant des éléments crayeux qui se trouvent détachés de leur substrat, en forme de "flammas" (P. DOLLE, 1969). Il s'agit de cryo-injections, semblables à celles des terrasses de la Somme (F. BOURDIER, 1972).

2 - 4. Les poches complexes de plateau

Ce dernier type, moins répandu dans le Nord car il ne concerne que les parties culminantes des plateaux du haut pays représente une forme de poches beaucoup plus complexe avec des formations argileuses à silex caractérisées et développées, mais comporte cependant des traits semblables aux types précédents.

Le meilleur exemple est fourni par la grande carrière de Lottinghen (cf. 2e et 3e parties) (file Desvres 1/25 000 n° 2, x = 572, y = 330,5). La partie supérieure de l'exploitation entaille le front de l'escarpement boulonnais dont la craie du Turonien moyen est pénétrée par de grandes poches coalescentes. Il en résulte qu'un épais complexe de formations argileuses avec ou sans silex s'étend sur la bordure du plateau en pseudo-couverture car leur stratigraphie s'inscrit toujours à l'intérieur d'un vaste système de poches, lesquelles échappent souvent aux observations de surface que l'on peut faire sur le plateau.

Le levé détaillé des profils (fig. 104) permet de distinguer une douzaine d'unités lithostratigraphiques regroupées en deux complexes sous la couverture de limon récent peu épaisse :

complexe inférieur : série de couches enboîtées assez régulièrement dans la poche.

1. craie blanc grisâtre sans silex (éch. 730, 731) ;
2. argile verdâtre (5 Y 5/4 à 4/4) compacte (éch. 717 et 729) en liseré (0,1 à 0,2 m) ; contact net avec la craie ; comporte localement une lentille de marne blanchâtre (éch. 730) ;

3. argile en lits ondulés verdâtres et brunâtres (2,5 Y 4/2 à 4/4) avec points noirs (éch. 722) ; épaisseur variable : 0,05 à 0,30 m ;
4. argile limone-sableuse jaune rougeâtre et brun jaunâtre (7,5 YR 6/6 à 10 YR 5/8) avec concrétions de ferro-manganèse et éclats de silex non altérés (éch. 718) ; épaisseur : environ 0,40 m ;
5. argile légèrement sableuse brun rougeâtre (7,5 YR 4/4) avec éclats abondants de silex non altérés entourés d'un liseré argileux (éch. 723) ; épaisseur : environ 0,40 m ;
- 6 a. argile brun rougeâtre (7,5 YR 5/6 à 5/8) avec éclats de silex dont certains sont altérés en surface, entourés d'un liseré argileux rouge jaunâtre (5 YR 4/6) ; ligne de petits éclats de silex au contact de 5 ; passage progressif avec 6 b (éch. 733) ;
- 6 b. argile limone-sableuse brun rougeâtre (7,5 YR 6/8 à 5/6) feuilleté avec éclats de silex altérés en surface, entourés d'un liseré argileux rouge jaunâtre (5 YR 4/6 à 4/8) (éch. 734) ;
Le complexe 6 est épais d'environ 0,50 m.
- 7 a. argile sablo-limoneuse (éch. 724) rougeâtre (2,5 YR 3/6) avec passées limone-sableuses plus claires (éch. 719) ; éclats de silex altérés en surface et petits galets bleuâtres (type "yeux de crapaud" entourés d'un liseré argileux ; lit dense de cailloux au contact de 6 b ; contact progressif avec 7 b ;
- 7 b. argile sableuse (éch. 736) rouge jaunâtre (5 YR 5/8) avec petites taches gris blanchâtres ; éclats de silex altérés en surface et petits galets gris bleuâtres plus abondants, entourés d'un liseré argileux brun rougeâtre à rouge jaunâtre (2,5 YR 4/4 à 5 YR 4/6) ;
L'épaisseur du complexe 7 est de l'ordre de 0,50 m.
8. sables formant une poche en coin, profonde d'1,50 m, avec éclats de silex complètement altérés et quelques granules de quartz ; lit dense de cailloux au contact de 7 b ;
8 a : sable pulvérulent (éch. 738) blanchâtre (2,5 Y 7/4) à la base ;
8 b : sable jaunâtre ; (éch. 715)
8 c : sable argileux (éch. 727) rouge jaunâtre (5 YR 5/8) ;

complexe supérieur : repose par un contact discordant sur les couches du complexe inférieur.

9. argile sablo-limoneuse ou sableuse (éch. 714) (2,5 YR 4/8 à 4/6) à taches et traînées grisâtres, avec quelques éclats de silex altérés ; épaisseur : 1 m ;
10. sable argileux (éch. 741, 742 et 713) rouge jaunâtre (5 YR 5/8) à taches brunes (7,5 YR 4/4) et linéoles blanchâtres, avec éclats de silex altérés à enrobements argileux brun rougeâtres (5 YR 4/4) ; épaisseur : 0,50 m ;
11. limon sablo-argileux (éch. 740) brun rougeâtre (7,5 YR 5/6), finement poreux, à structure fendillée, avec petits éclats de silex altérés ou non ; épaisseur : 0,30 m ;

couverture :

12. limon brun jaunâtre (10 YR 5/6) (éch. 712) avec éclats de silex non altérés ; épaisseur : 0,50 m .

Les analyses antérieures ont montré que le complexe supérieur (couches 9, 10 et 11) représentait une séquence de dépôts avec paléosols remontant à un Pléistocène déjà ancien (cf. 3e partie). D'autre part, les sables (couche 8), dernier terme du complexe inférieur, résultent du remaniement de l'Eocène (cf. 2e partie).

Le problème consiste donc à déterminer la nature et l'âge de la mise en place des formations argileuses sous-jacentes. Les recherches ont été menées dans trois directions, outre les données stratigraphiques : caractères texturaux, nature minéralogique des argiles (J. PROUVOST), microfaune (C. MONCIARDINI).

Il apparaît d'abord que les différentes formations du complexe inférieur s'ordonnent selon une stratigraphie nette, parallèlement à la paroi crayeuse constituée par le Turonien moyen (1). La craie cénomaniennne est atteinte vers la cote 160 à la base de l'exploitation (M. CRISTIN, 1969). Les couches 2, 3 et 4 sont en superposition régulière ; à partir de la couche 5 apparaît une autre série légèrement discordante sur la précédente.

Les textures (fig. 105) sont très variées, allant de l'argile lourde, notamment représentée par les deux couches de base, au sable limono-argileux, ce qui introduit une nuance importante pour des formations souvent dénommées uniformément "argiles". Il faut d'ailleurs noter que l'analyse granulométrique de certaines de ces formations pose des problèmes et a nécessité plusieurs opérations (Dain Marie Riviére et Pipette Robinson), ce qui s'explique par la concentration inégale de la fraction argileuse sur les éléments de la structure, les silex étant particulièrement enrobés (éch. 723 et 733) et par la présence de minces lits ou lentilles de granulométrie différente (éch. 724) s'ajoutant au caractère précédent. Il en est de même pour les horizons plus nettement paléopédologiques (éch. 740). Par contre les résultats obtenus sur les échantillons argileux typiques (717, 722) sont très constants (écarts de 1 à 2 % pour chaque fraction). La couche 4 se révèle en moyenne la plus pauvre en argile; elle incorpore en effet des éléments de tuffeau landénien comme on peut le vérifier dans d'autres poches où cette formation est plus typiquement conservée. Les courbes granulométriques globales (fig. 106) font apparaître plusieurs types de faciès. L'argile verdâtre basale (éch. 717) et la couche sus-jacente 3 (éch. 722) présentent des courbes semblables avec plus de 50 % de particules inférieures à 1μ . On peut noter au passage que la répartition est assez semblable à celle de l'argile yprésienne -coïncidence qui se manifeste sur le graphique triangulaire- sauf pour la partie fine qui est plus riche dans le cas de la formation marine. Les formations argileuses à silex sus-jacentes ont un faciès logarithmique avec une tendance au classement de la fraction limoneuse grossière ou sableuse qui ne s'impose vraiment qu'avec les couches supérieures (9 à 11) où l'influence éolienne est manifeste. C'est d'ailleurs à l'intérieur des unités 6 et 7, qui ont en commun de comporter des silex altérés, que s'observe un système stratigraphique cyclique : ligne basale d'éclats avec quelques galets éocènes, dépôt argileux passant ensuite progressivement à une formation plus sableuse. Cette fraction prend plus d'importance dans la couche 7 b sous-jacente aux sables purs dont la base est également marquée par un lit de cailloux.

S'il y a à l'évidence déformation ultérieure par enfoncement, cette stratigraphie correspond à une sédimentation cyclique qui s'est effectuée alors que les poches étaient moins développées ou même comblées. Le fonctionnement par saccades se trouve ainsi encore vérifié avec ces poches complexes.

Les différentes unités sus-jacentes aux argiles 2 et 3 sont des remaniements et des mélanges, ce qui s'observe aussi bien dans les aspects de la structure des dépôts que dans les caractères granulométriques, d'argile et de sable fin. En particulier, ils ont en commun de comporter une fraction sableuse dont la médiane se situe autour de 0,1 mm et dont le classement est bon dans la partie fine (fig. 107), caractères hérités des sables tertiaires dont les échantillons 727 et 738 sont les témoins (couche 8). On note en outre, en dehors de ces sables purs, un enrichissement de la fraction colloïdale lié à des processus pédogénétiques comme le montrent les caractères structuraux.

Les analyses micropaléontologiques (C. MONCIARDINI) ont porté à la fois sur la craie encaissante et sur des échantillons de l'ensemble de la série stratigraphique. Après lavage sur tamis, le résidu a été particulièrement faible pour les couches 2 (éch. 717) et 3 (éch. 722) et réduit pour l'unité 5 (éch. 723). (fig. 185).

Pour la craie (éch. 731), il s'agit bien de Turonien moyen, plutôt de la partie moyenne de l'assise à T. rigida. Elle recèle Praeglobotruncana praehelvetica, P. helvetica, Globotruncana sigali, G. canaliculata, Globorotalites minutus. On trouve en plus quelques Arenobulimina sp., Ataxophragmium sp., ainsi que des Lenticulinae. Les débris de macrofaune sont abondants : Inocerames, Céphalopodes, Lamellibranches.

L'argile verte (éch. 717, 729) est caractérisée par une absence totale de quartz détritique, de silex, de silice concrétionnée, de macrofaune et de microfaune silicifiées (tous les Foraminifères présents sont à l'origine siliceux (arénacés) ; les débris de macrofaune sont calcitiques) et par la présence de débris de poissons abondants, de nodules phosphatés cylindriques à ovoïdes communs, de fragments d'oxyde de fer, de débris d'Inoceranes, Ophiures, Echinides, Lamellibranches, de Foraminifères communs mais peu diversifiés (Ataxophragmium sp., Arenobulimina sp., Spizillina sp.).

Selon C. MONCIARDINI, étant donné l'incompatibilité entre le mode de gisement de l'argile verte et une interprétation sédimentaire de la biophase, une autre hypothèse peut être proposée : l'argile, résiduelle, provient de la décalcification de la craie encaissante. Toute la microfaune carbonatée a disparu (fragilité du test). Les Foraminifères à test agglutiné demeurent. Seuls quelques débris de macrofaune (test épais) ont échappé au processus. On assiste d'autre part à une concentration des matériaux phosphatés (coprolithes et poissons) initialement très disséminés.

Dans les autres échantillons organogéniques, on constate une silicification de tous les débris de la biophase carbonatée (Inocéranes, Bryozoaires, Ophiures, Mollusques, Foraminifères). Une partie au moins de cette dernière ne provient pas de la craie encaissante, mais du démantèlement d'assises crétacées plus jeunes (cf. éch. 722).

Pour l'échantillon 722 (couche 3), l'observation du résidu ne révèle aucun argument déterminant, en faveur ou en défaveur du rattachement à partir de l'argile verte précédente. L'échantillon est proche de 723 (couche 5), 733 (couche 6), 735 (couche 7). La présence d'une Globotruncana laparenti, inconnue au Turonien moyen, prouve qu'une des composantes crétacées du dépôt est d'âge au moins Turonien supérieur.

L'échantillon sableux 715 (couche 8) est caractéristique par la présence de mica blanc, seul constituant du résidu avec le quartz détritique et quelques minéraux lourds.

En conclusion, l'argile verte serait donc résiduelle. Elle a été protégée des remaniements en 717 et 729, ce qui n'est pas le cas pour l'échantillon 722.

Les analyses diffractométriques (J. PROUVOST) ont porté sur une série d'échantillons (fraction $< 2\mu$) représentatifs des termes de l'ensemble de la stratigraphie (717, 722, 718, 723, 733, 724, 727, 714, 741, 713, 740, 712). Dans l'ensemble les diffractogrammes présentent des pics mal individualisés, en dehors du quartz et de la calcite résiduels, ce qui limite les possibilités d'une interprétation précise de la nature des minéraux phylliteux qui nécessiterait d'autres études spécialisées. Il est possible que cela résulte d'une cristallisation relativement médiocre des minéraux argileux, comme l'observation a été faite dans le gisement du Maisnil (A. BOITE et P. DUBREUIL, 1973). L'ensemble des échantillons montre un mélange de minéraux argileux différents avec présence quasi constante de kaolinite. Les argiles verdâtres de la base se distinguent cependant nettement par une dominante d'illite (éch. 717) et de montmorillonite (éch. 722). Dans l'argile verte au contact de la craie (717), la kaolinite ne semble d'ailleurs présente qu'à l'état de traces. A l'exception des échantillons 723 (couche 5) et 713 (couche 10) qui comporteraient de la montmorillonite, le reste est caractérisé par la kaolinite (éch. 727, 714) ou l'association kaolinite-illite (éch. 733, 724, 712). Il faut ajouter que les diffractogrammes révèlent la présence de calcite dans les couches inférieures 2 à 5.

Bien que ces résultats ne soient qu'indicatifs et que les termes de comparaison fournis par les travaux régionaux soient limités, on peut noter une concordance d'ensemble avec les données générales qui ont montré le même changement minéralogique entre la craie

et le liseré résiduel d'une part, dont les argiles sont constituées par la montmorillonite et l'illite, et l'"argile à silex" (s. l.) d'autre part, qui est caractérisée par la kaolinite (G. MILLOT, T. CAMEZ et A. BONTE, 1957 ; C. POMEROL et J. RIVELINE-BAUER, 1967 ; A. BONTE, 1971). La présence de kaolinite dans le liseré au contact de la craie a déjà été signalée dans la carrière de la Loisine, près du Verdrol, et en Thiérache (C. MATHIEU, 1971). Les argiles de dissolution des calcaires dinantiens, considérés comme d'âge quaternaire inférieur et moyen, comportent aussi, contrairement au substrat, de la kaolinite (J. THOREZ et P. BOURGUIGNON, 1973). Resterait cependant à établir dans la séquence crétacée régionale les variations exactes de la composition en minéraux argileux de la craie comme dans le bassin de Mons où le Turonien inférieur et moyen contient de la kaolinite associée à l'illite et à la montmorillonite (J. GODFRIAUX et F. ROBASZYSKI, 1969). Enfin pour les sédiments loessiques, représentés dans la coupe par le complexe supérieur, il a été établi en Belgique l'absence de "marqueur stratigraphique de nature minéralogique" (J. THOREZ, P. BOURGUIGNON et R. PLEPE, 1970). Une simple analogie peut être relevée avec le profil de Braine-le-Comte qui comporte sous une faible épaisseur la superposition des sols émiens et holsteinien.

Plusieurs conclusions se dégagent de l'ensemble de ces données qui se complètent :

1° L'argile verdâtre basale qui tapisse régulièrement la paroi crayeuse est un résidu direct du Turonien moyen dépourvu de silex. Les données micropaléontologiques et minéralogiques sont en accord avec le mode de gisement qui montre localement un noyau de craie (éch. 730 identique au 731) conservé dans la masse de l'argile, pour y voir un liseré d'argile résiduelle résultant de la décarbonatation de la craie voisine dont la teneur en CaCO_3 est de l'ordre de 91 % (éch. 731), proportion forte correspondant à la province crétacée

calcaire occidentale (cf. 2e partie). Il s'agit donc de l'équivalent de l'argile noirâtre qui tapisse les poches de craie pure turonienne ou sénonienne (cf. A. BONTE et P. DEERABANT, 1973). Un tel faciès d'argile lourde verte a été reconnu notamment en Thiérache où C. MATHIEU (1971) l'interprète comme le résultat d'une décarbonatation lente des niveaux marno-calcaires du substrat avec accumulation relative et non déplacement sous forme colloïdale des argiles résiduelles, cela tenant à un matériau de départ plus imperméable, plus compact et moins facile à fissurer. Cependant dans cette région où les poches se développent notamment dans la partie supérieure du Turonien, l'argile verte existe en bandes intercalées dans l'argile brune, disposition qui évoque davantage la couche 3 de Lottinghen dont l'une des composantes du dépôt est d'âge turonien supérieur. Ce faciès d'argile verte associé au Crétacé marno-calcaire peut aussi être comparé à la "Marne de la Porquerie" de la région de la Sambre (cf. 2e partie) dont l'extension coïncide avec l'affleurement actuel du Turonien marneux (fig. 162). La sablière de Mecquignies est l'un des rares points où il est actuellement possible de reconnaître cette formation (cf. B. WATERLOT, 1971) qui se situe sous un gisement de Landénien. A la base du versant de la vallée du Ruisseau du Moulin de Bavai, la craie turonienne subaffleurante est pénétrée de poches qui contiennent des lentilles d'argile verdâtre sans silex. Ces langues sont comprises à l'intérieur de formations argileuses brunâtres contenant des silex variés (en particulier des silex cavernaux verdâtres provenant de l'assise des "rabots" du Turonien supérieur) et des éléments de sable et tuffeau landéniens. L'échantillon 745 s'est révélé plus proche des couches 2 et suivantes de Lottinghen par la présence de silex, de silice concrétionnée et pulvérulente, d'une biophasse silicifiée et par l'absence de phosphates et poissons ; en outre la microfaune pauvre et peu caractéristique n'a pas permis de dater le dépôt crétacé d'origine (C. MORCIARDINI). Il s'agit d'un dépôt remanié comme l'indiquent les données du gisement sur versant et d'âge quaternaire. Il serait nécessaire de retrouver de bons affleurements de la "Marne de la Porquerie" pour confirmer cette corrélation qui paraît probable.

2° L'argile verte est le dépôt le plus récent puisqu'elle ne comporte que le résidu de la décarbonatation du Turonien moyen, la présence de traces de kaolinite pouvant être due à une contamination, alors que la couche sus-jacente (3) qui possède le même faciès textural témoigne d'une dissolution ayant affecté des assises plus récentes et d'une diagénèse des argiles. La formation de l'argile verte qui représente le dernier stade de l'évolution des poches s'est effectuée sous une forte accumulation de dépôts argileux. Cela permet de nuancer fortement la théorie de la couverture filtrante quant à sa nature. Il faut admettre que les phénomènes de dissolution sont importants sous une épaisse couche d'"argile à silex", tout en notant que les conditions locales (bordure de l'escarpement boulonnais) doivent être responsables de l'intensité des processus karstiques. Il s'avère que dans la région du Nord, les rares exemples de poches de dissolution fonctionnelles qui se manifestent en surface par de petites dolines se situent, en dehors du plateau du haut Boulonnais où le phénomène est assez fréquent, dans une position topographique identique (haut plateau lanieré de Laire entre l'escarpement de la faille de Pernes et celui de la dépression de Hattinghem) (L. DOLIE, 1936 ; P. PINCHEMEL, 1954). Dans le cas du Boulonnais, les conditions morphologiques favorables sont très anciennes, car outre un débâlement précoce de la couverture tertiaire, l'escarpement est établi dans un état proche de l'actuel depuis au moins le début du Pléistocène moyen (fig. 51) comme le prouvent les formations avec paléosols conservés sur le Wealdien au pied du versant (cf. P. LOCOGE, 1970).

3° Au-dessus de l'argile verte, toutes les formations argileuses à silex présentent des caractères marqués de remaniement et d'altération. La contamination limono-sableuse est nette à partir de la couche 4, qui englobe d'ailleurs des éléments landéniens altérés si l'on en juge par la présence de kaolinite qui n'est pas signalée dans le substrat éocène sauf à la base de l'Yprésien (C. POMEROL, 1967 b). La texture et les caractères stratigraphiques rapprochent cependant

la couche 3 de l'argile verte. Il est possible d'y voir également une formation essentiellement autochtone n'ayant subi que de faibles déplacements, comparable à la partie interne du liseré brun noirâtre des poches élémentaires de la craie blanche. Les formations sus-jacentes résultent par contre nettement d'une sédimentation antérieure à l'enfoncement dans les poches, leur mise en place s'étant réalisée au cours des générations successives de poches, d'une façon à la fois épigénétique et syngénétique. Le contact entre la couche 5 d'argile brun rougeâtre et les unités sus-jacentes est alors une limite importante dans la stratigraphie car se place à ce niveau une discordance nette, ce qui est confirmé par la minéralogie ; en outre les silex jusque là intacts deviennent altérés ; enfin la sédimentation prend un caractère cyclique. De ce point de vue, il y a une analogie de type de dépôt entre les unités 6 et suivantes. Alors que l'ensemble des formations argileuses à silex 4 et 5 ne représente qu'un remaniement à courte distance, les séries cycliques suivantes sont liées à des processus aréolaires.

4° L'ensemble de cette sédimentation paraît totalement d'âge quaternaire. Comme le complexe supérieur à paléosols développés dans des formations limoneuses où se manifeste l'influence éolienne et qui possède des fentes de gel (M. CRISTIN, 1969) peut être situé au début du Pléistocène moyen, les formations sous-jacentes sont attribuables au Pléistocène inférieur. Il n'est pas exclu que des éléments remaniés d'âge plus ancien soient présents dans ces matériaux ce qui expliquerait certains caractères de l'altération (silex et matrice) qui les rattachent à des sédiments pédologiques. Mais le fait essentiel est que la stratigraphie actuellement observable peut être considérée comme mise en place au Pléistocène au cours du fonctionnement des poches, l'argile verte basale étant la manifestation la plus récente et le seul témoin pur de la dissolution.

La coupe de Lottinghen est l'exemple le plus complet des poches de plateau du haut pays occidental. Elles sont plus ou moins complexes selon que les divers termes stratigraphiques sont plus ou moins présents dans le remplissage. Aux Fours à Chaux du Mont de Fiennes (fle Guines 1/25 000 n° 5 ; x = 564,6 ; y = 348,57 ; z = 158 ; fig. 50), à la bordure de l'escarpement boulonnais, les poches sont larges et profondes (10 à 15 m) avec des "bonshommes" de craie altérée, mais leur remplissage est surtout sableux (cf. 2e partie ; éch. 249 à 252) et il se situe parfois au contact de la craie. Celle-ci est constituée par le Turonien supérieur à gros silex (fig. 50 ; couche 10) qui se trouve dans une position structurale plus basse. Le liseré de décarbonatation est représenté par une argile brun-verdâtre à concrétions de MnO₂ empâtant de nombreux silex gardant la forme des rognons initiaux qui sont très variés (branchus, effilés, globuleux mimant parfois des galets). La teneur en argile, très forte au contact même de la craie (couche 9 ; éch. 245, à 1 cm de la paroi = 90 %), diminue lentement vers la poche (éch. 244, à 10 cm = 80 %) alors qu'augmente surtout la fraction sableuse (6,45 % contre 1,65 %) (fig. 163 et 164), ce qui prouve déjà la contamination. La formation à silex brun rougeâtre 8 est semblable à l'unité 5 de Lottinghen. Les formations 6 et 7, qui montrent dans une texture plus sableuse la même sédimentation cyclique que les couches 6 et 7 de Lottinghen, leur sont corrélables, mais elles reposent presque directement sur la paroi occidentale de la poche qui est dissymétrique, ce qui prouve le fonctionnement plus tardif de cette partie de la cavité. Plus nettement qu'à Lottinghen est observable une bipartition de la masse sableuse (couche 5 : sable jaunâtre ; éch. 252 ; couche 4 : sable rougeâtre lité avec quelques éclats de silex altérés ; éch. 251) marquée par un liseré de sable grossier blanchâtre cryoturbé (éch. 249) (fig. 55). La couche supérieure 2 sablo-argileuse rougeâtre à silex avec une base plus argileuse et caillouteuse (3), formant un ensemble discordant peu déformé sur le reste de la poche, est comparable aux unités supérieures de Lottinghen. Comme dans cette dernière coupe, un mince limon brunâtre à silex sert de couverture. La poche de Fiennes, d'ailleurs située à

une altitude plus basse et vers le haut du versant, paraît donc plus tardive que celle de Lottinghen, ce qui est en accord avec sa position morphologique. Il est remarquable d'y retrouver un système stratigraphique comparable, ce qui prouve bien que le remplissage des poches n'est pas un phénomène aléatoire.

A la Montagne d'Acquin (fle Desvres 1/25 000 n° 4 ; x = 583,2 ; y = 336,75 ; z = 145), au sommet du versant raide du Val d'Acquin dépourvu de formes de dissolution dès que la pente s'accuse (alt. 135), les poches du plateau contiennent des formations limono-argileuses loessiques (fig. 163) avec paléosols hydromorphes rougeâtres séparées par une couche de sable blanchâtre et encadrées par une argile brunâtre à silex, qui sont comparables au dernier paléosol du complexe supérieur de Lottinghen. Cet exemple montre que les sables qui existent en poches sur le pourtour du Boulonnais (cf. 2e partie) occupent divers niveaux de la stratigraphie, ce qui traduit le déblaiement progressif de la couverture éocène au cours du Quaternaire. Dans le bassin de l'Aa, les formations argileuses à silex de couleur rougeâtre qui apparaissent près de la surface sur les versants en faible pente jusque vers l'altitude 130 m appartiennent à la stratigraphie du Pléistocène moyen. Sur le long versant de rive gauche de la vallée de l'Aa, elles sont recouvertes par les loess weichséliens et saaliens qui reposent à plus basse altitude directement sur la craie peu altérée ou sur les cailloutis de la basse terrasse.

Les mêmes formations loessiques rougeâtres se retrouvent sur le plateau du Verdrel à la bordure des massifs landéniens en place (Bois d'Olhain), dans un secteur du haut pays où le déblaiement de la couverture éocène, beaucoup plus partiel, est d'un âge pléistocène relativement tardif. Progressivement on passe au Bas-Artois (région d'Arras) et au Cambrésis où la couverture sableuse tertiaire est très largement conservée avec des poches plus élémentaires et plus récentes qui ont été l'objet des études de A. BOUTE.

Conclusion

Les poches qui affectent la surface de la craie sur les plateaux et les versants sont essentiellement des formes héritées du Pléistocène comme le montre la stratigraphie des formations de remplissage. Les processus holocènes sont réduits et les cas d'évolution actuelle ne sont notables que dans une partie du plateau du Haut Boulonnais et du Haut Artois (plateau de Laires). Il n'y a pas d'évidence de formes observables, antérieures au Quaternaire. Il est seulement possible d'envisager pour le plateau culminant du Haut Boulonnais qu'une partie du matériel soit le résultat de processus antérieurs, mais le modelé de la surface crayeuse et la stratigraphie des formations sont purement quaternaires. Cela tient au débilaient plus précoce de la couverture éocène dans ce secteur, encore qu'elle soit encore présente à l'état de témoins remaniés. D'une façon générale, les poches se trouvent associées aux sables landéniens conservés sous une faible épaisseur et dépourvus de couverture argileuse, celle-ci pouvant manquer, selon les secteurs, soit par suite de l'érosion, soit par suite des conditions paléogéographiques de la sédimentation éocène. Comparée au reste du bassin parisien (cf. C. KLEIN, 1970 ; H. ELHAI, 1963 ; J.P. LAUTRIDOU, 1968a ; C. POMEROL et J. RIVELINE-BAUER, 1967 ; Y DEWOLF, 1973), le Nord de la France appartiendrait donc, dans la "géographie de l'argile à silex", à une province septentrionale où la surface crayeuse héritée de l'Eocène a subi une dégradation karstique relativement tardive, essentiellement pléistocène.

Les divers stades de cette évolution plus ou moins récente se manifestent, en fonction des conditions morphologiques, par des poches d'importance et de complexité variables dont l'âge et l'évolution peuvent être établis à partir de la stratigraphie des formations associées. Les critères fournis par ces dernières sont plus importants que ceux fondés sur le développement inégal des poches qui est influencé par les conditions locales. Les formations remplissant les poches constituent des complexes lithostratigraphiques de

plusieurs types, associant des argiles et des formations argileuses à silex, des sables et des limons. Les argiles typiques qui seules méritent d'être désignées par le terme d'"argiles" sont parfois uniquement représentées par les liserés résiduels dont certains comme l'argile verte (fig. 166) sont dépourvus de silex, ce qui limite d'autant l'emploi du terme d'"argile à silex". Les autres formations argileuses à silex qui se définissent par leur charge en silex et par une teneur de la fraction argileuse dépassant 35 à 40 % présentent des textures très variées et remanient en particulier les dépôts éocènes. Surtout importantes dans le haut pays artésien et boulonnais, elles s'ordonnent selon une sédimentation cyclique qui annonce les loess conservés à la partie supérieure avec des paléosols en place.

L'enboîtement décalé des séquences limoneuses du Pléistocène moyen et supérieur montre que l'évolution des poches s'est effectuée d'une façon saccadée. La déformation syngénétique des dépôts sous-jacents au loess de couverture pléniweichsélien supérieur qui fossilise les poches élémentaires prouve que les processus ont été particulièrement actifs durant les phases froides humides. L'agressivité de ces conditions climatiques démontrée dans le domaine actuel (J. CORBET, 1957, 1959) doit se comprendre en tenant compte de la durée et de la spécificité paléogéographique (cf. H. ENJALBERT, 1967). A la dissolution s'ajoutent les processus périglaciaires liés au gel comme l'indiquent les structures de cryoturbation et de cryo-injection. Les phénomènes cryokarstiques interviennent donc dans cette évolution. Cette évolution généralisée a surtout été importante jusqu'au Weichsélien moyen, ce qui confirme l'originalité de la dernière phase du Weichsélien.

La dissolution de la craie, qui n'est donc pas le phénomène exclusif, puisque s'y ajoute toute une série de processus périglaciaires d'altération et de transport qui empêchent d'analyser le phénomène isolément en dehors de son contexte paléoclimatique, s'est

essentiellement produite sous couverture, de nature variée (limons, sables, formations argileuses à silex, cailloutis fluviatiles). Il s'agit donc d'un karst sous-jacent (cf. P. FENELON, 1967). Le liseré d'argile résiduel dont la partie la plus proche de la craie est la seule vraiment en place et le produit de la dissolution la plus récente, est le témoin de cette évolution de type cryptokarstique dans sa dernière phase qui est marquée par un bilan morphologique de colmatage généralisé à la fin du Pléistocène moyen et au Pléistocène supérieur. Le bilan du Weichsélien reste relativement faible comme le montrent les poches élémentaires qui affectent la surface du Mé-lantois et des autres régions crayeuses du bas pays dont la craie est souvent seulement altérée à l'état de "marnettes". Il n'est ainsi pas possible d'attribuer à la seule dernière période glaciaire la double génération de poches observée dans la coupe de la falaise de Sangatte (cf. 5e partie).

La période la plus importante de l'évolution des poches actuellement observables se situe au Pléistocène moyen par suite de la péjoration climatique, de l'évolution des versants et de la durée de la période. A l'image du faible bilan attribuable à l'Holocène, les processus interglaciaires de dissolution superficielle ont dû jouer un rôle réduit, leur action associée à des phénomènes souterrains se cantonnant dans des zones localisées. Ces périodes ont surtout été marquées par la pédogenèse dans la couverture dont les témoins se trouvent piégés dans les poches. Ainsi s'explique que les formations de remplissage soient particulièrement riches en paléosols et pédolithes (cf. Y. DEWOLF, 1970).

CHAPITRE 2

LES VALLEES

La région du Nord est partagée entre cinq bassins hydrographiques d'importance inégale : la, Yser, Lys, Escaut et Sambre, dont le premier seul est totalement français (fig. 10). Si la Lys et l'Escaut appartiennent au même système puisqu'elles se rejoignent à Gand, leur confluence tardive au niveau de la Vallée flamande en fait deux unités indépendantes. Bien que l'Escaut ait le plus long développement en amont de la frontière, la plaine alluviale actuelle de la Lys est plus rapidement déprimée puisque son altitude n'est déjà plus que de 15 m à Merville et 10 m à Halluin. L'Aa, rivière essentiellement artésienne, tombe à moins de 5 m à son entrée dans la dépression de Saint-Omer. Ce caractère côtier se reproduit avec l'Yser qui débouche également dans un golfe de la plaine maritime à son entrée en Belgique (alt. 5) et dont le tracé a le même aspect brusquement coudé. Son originalité qui tient à la dissymétrie du bassin et à la faible altitude du drain principal (30 m seulement au niveau d'une source incertaine) a comme répondant, à l'autre extrémité de la région, celle de la Sambre dont la forte dissymétrie du bassin lui confère un caractère ardennais et qui fait figure de rivière perchée avec une vallée

en faible pente et peu encaissée se tenant en territoire français à pluq de 120 m d'altitude, à telle enseigne qu'elle n'apparaît guère sur une carte hypsométrique schématique (fig. 2).

Cette absence d'unité implique une complexité d'évolution, en particulier dans le bas pays où les grandes masses de la topographie ne sont plus directement liées au réseau hydrographique, complexité dont l'origine structurale a été précédemment montrée (cf. 4e partie). Le contraste entre le haut et le bas pays est ainsi le thème majeur dans l'analyse des formes liées à l'érosion linéaire. Dans les basses plaines, le fait principal est le colmatage important des talwegs dont les tracés fossiles sont plus ou moins indépendants des vallées actuelles, ce qui pose le problème fondamental de l'âge du creusement maximum. À la bordure du haut pays les formes subaériennes représentées par les terrasses atteignent au contraire leur développement maximum quoique inégal car les bassins proprement artésiens (Aa, Lys) offrent les données les plus riches et les plus complexes. Dans les deux cas, cette évolution, qui paraît dissociée, est imputable au Pléistocène moyen. La reconstitution d'un réseau hydrographique plus ancien devient en grande partie hypothétique.

1 - Le colmatage et le creusement maximum des talwegs

Contrairement au Bas-Boulonnais intérieur où les rivières actuelles encaissées d'1 ou 2 m coulent directement sur le substrat calcaire ou argileux (cf. M. CRISTIN, 1969; P. LOCOGE, 1970), trait qui se retrouve localement dans l'amont du Pays de Licques (Jurassique de Surques par exemple), le reste de la région du Nord est caractérisé par des talwegs colmatés dès leur amont dans le haut pays. Cette observation ne concerne évidemment que les unités proprement fluviatiles reconnues par les caractères des formations qui les renblaient. Les petits vallons en berceau situés à l'amont sont tapissés de dépôts non fluviatiles dont la stratigraphie est identique à celle des versants.

Dans le cas des talwegs plus importants, la sédimentation fluviatile peut ne concerner qu'un secteur de la vallée, une partie des dépôts correspondant au prolongement de l'accumulation de versant. Cela est de règle dans les vallées dissymétriques, qui sont le cas le plus général, à la base du versant en pente douce. Même dans le cas d'une large sédimentation fluviatile, il n'y a pas parallélisme dans la forme transversale entre le lit fossile et le fond actuel, la zone de creusement maximum étant nettement plus étroite et ne se localisant pas forcément à l'aplomb de la ligne de talweg. Il en résulte que de nombreux sondages rapprochés et implantés perpendiculairement à la vallée sont nécessaires pour préciser exactement la forme du lit fossile. La mention des épaisseurs doit s'accompagner de celle de la cote pour préciser le stade du creusement maximum. Il s'avère en effet que les vallées ont subi à la fin du Weichsélien un colmatage loessique général. Les formations alluviales holocènes qui résultent du reranement de ces limons sont inégalement présentes. Elles manquent souvent totalement dans les parties anent des bassins et n'occupent qu'une partie des grandes vallées. La cartographie traditionnelle des alluvions modernes (ou récentes) Fz sur la carte géologique, dont les limites sont souvent purement topographiques, est donc trompeuse. Dans le cas des formations effectivement fluviatiles, elle ne désigne d'ailleurs qu'une partie du colmatage des talwegs qui est essentiellement pléistocène et qui de ce fait mériterait la notation Fy avec indication de la superposition. Ce système de notation n'est d'ailleurs pas satisfaisant, car sa signification chronologique reste confuse, et gagnerait à être remplacée par une nomenclature inspirée de la Carte Internationale du Quaternaire.

Dans l'ensemble de la région, le colmatage des vallées est caractérisé par des épaisseurs qui, assez constantes dans le haut pays et sa bordure (5 à 10 m), augmentent rapidement dans le bas pays pour atteindre un maximum de 25 à 30 m, ce qui porte l'approfondissement maximum à une cote inférieure au 0 IGF. Parallèlement s'opère un changement lithologique dans la nature des formations fluviatiles qui sont

caractérisées par des cailloutis de silex jusqu'à la bordure du haut pays alors qu'au-delà les faciès deviennent sableux, ce qui crée d'ailleurs une grave difficulté dans l'interprétation des sondages lorsque le substrat est formé par le Landénien (région de Lille notamment ; cf. A. BONTE, 1955a). Dans la stratigraphie de ce remblaiement, les formations fluviatiles liées à un transport longitudinal prédominant n'occupent qu'une part. Enfin celles qui sont attribuables à la sédimentation holocène sont réduites en épaisseur avec des faciès essentiellement limono-tourbeux. Ces différents aspects se retrouvent dans les principales vallées, ce qui permet de dégager des conclusions générales morphogénétiques et chronologiques.

Dans le haut pays et jusqu'à la bordure de la région crayeuse qui le prolonge, le remblaiement des vallées est assez constant de l'ordre d'une dizaine de mètres. Il en résulte que le profil du lit fossile est à peu près parallèle à celui de la surface actuelle, situation qui change rapidement dans le bas pays avec l'augmentation de la puissance du colmatage des talwegs qui de ce fait s'individualisent beaucoup plus nettement par rapport aux versants (cf. fig. 13). Le remblaiement s'observe dès l'anont des talwegs ce qui est un élément de différenciation entre le Bas-Boulonnais et les boutonnières élémentaires de l'Artois. Dans la dépression d'Houdain, les formations de la vallée de la Lawe atteignent 12 m, la moitié inférieure étant constituée de sables et de graviers de silex (fle Béthune n° 5 1/25 000 sond. B.R.G.M. 43 et 1). Dans une telle vallée dissymétrique, les épaisseurs les plus fortes s'observent d'ailleurs à la base du versant en pente faible, dans une position décalée par rapport à la rivière actuelle à l'aplomb de laquelle l'accumulation fluviatile n'est que de 6 m (sond. 79).

Dans toutes les vallées artésiennes, les valeurs d'épaisseurs enregistrées au hasard des sondages sont ainsi comprises en général entre 6 et 12 m. C'est le cas de la vallée de la Lawe et de celle de la Clarence jusqu'à la Plaine de la Lys, l'apparition du substrat landénien au fond du talweg (cf. fig. 24) ne modifiant pas ces

données générales. Pour la Clarence ce n'est qu'au niveau de Chocques, dans une position d'ailleurs décalée vers l'W par rapport à l'axe du cours d'eau actuel (artificiel), mais conformément au tracé général des isohypses, que le colmatage augmente (15 m), ce qui porte la base du Quaternaire vers la cote +10 à l'entrée de la Plaine de la Lys (fig. 167).

La situation est assez identique pour la vallée de la Lys dont le remblaiement est cependant seulement de l'ordre de 7 à 8 m jusqu'à Aire-sur-la-Lys où il commence alors à dépasser 10 m (fig. 123). Les mêmes épaisseurs, assez faibles, s'observent pour l'Aa en amont d'Arcues, mais le creusement maximum y atteint cette fois la cote 0 NGF par suite de la décroissance rapide de l'altitude qui maintient tardivement une forte pente (fig. 10). Le secteur artésien de la vallée de l'Aa s'individualise donc nettement, non par les valeurs du colmatage, mais par celles de l'approfondissement.

Dans les bassins de la Lys et de l'Escaut la cote 0 est atteinte plus progressivement, d'une part dans les régions d'Armentières (-7) et de Lille(-8), d'autre part au niveau de la confluence Escaut-Scarpe. Cet approfondissement est cependant toujours relativement rapide et s'accompagne d'une forte augmentation de l'épaisseur des formations. Cela est surtout net pour la Lys et la Deûle où le phénomène s'opère immédiatement au N de l'axe du Mélandois, le colmatage dépassant alors 20 m pour de nouveau tendre à se stabiliser. Les mêmes conditions règnent dans la vallée de l'Escaut au N de Tournai, à sa sortie du socle ancien. En amont de l'axe anticlinal, un approfondissement est déjà sensible à la sortie de Valenciennes où l'épaisseur des alluvions jusque là maintenue autour de 10-12 m tend à augmenter (fig. 127). Un phénomène du même ordre caractérise l'ancienne vallée de la Scarpe à Sailly-en-Ostrevant (fig. 155) dont le fond tombe rapidement à la cote 25, et le talweg W-E de la Sensée, ce qui entraîne un épaississement notable des formations (15 à 17 m).

Ces irrégularités qui sont dans la dépendance des influences structurales (cf. 4e partie) ne font qu'accuser les anomalies enregistrées au niveau des profils de surface qui sont seulement atténuées dans le bas pays par la sédimentation tourbeuse holocène.

Des changements s'opèrent en effet dans les caractères de la stratigraphie du colmatage entre le haut pays, sa bordure et le bas pays. Les formations attribuables à l'Holocène ne se développent vraiment qu'à la bordure du haut pays en liaison directe avec la réduction de la pente qui lorsqu'elle tombe à 1 ‰ a permis la généralisation de la tourbe (fig. 10 ; cf. P. FROMENT, 1947 c). En amont, la tourbe se rencontre plus localement selon la pente des segments (ex: la dépression d'Foudain). Mais dans les vallons secondaires, le loess de couverture weichsélien tapisse souvent complètement le fond, étant parfois seulement incisé sur de courtes distances par des "creuses" dues à la fois au ravinement et à l'effondrement karstique (J. GOSSELET, 1906 b, P. PINCHEMEL, 1954).

L'Holocène est toujours représenté par un complexe limono-tourbeux dont la puissance n'excède guère 6 m (J. GOSSELET, 1921 a ; A. LEQUEUX, 1934 ; J. LADRIERE, 1880 c ; J. ORTLIEB, 1883 b). Localement ce complexe peut être nettement plus épais, mais cela est alors imputable à des affaissements locaux (paléocreux ou entonnoirs de la craie) comme à Douchy dans la vallée de l'Escaut, au niveau de la confluence de la Selle, où la tourbe épaisse de 3 m repose à 12 m de profondeur sur les cailloutis pléistocènes (J. GOSSELET, 1921 a). Les faciès tourbeux contenant d'ailleurs en général une fraction minérale notable avec intercalations de lits purement limoneux ou sableux (P. FROMENT, 1947 a, b) occupent la partie inférieure du complexe et sont régulièrement recouverts par une couche de 1 à 2 m de limon fluviatile. Ce dépôt sus-jacent devient plus important dans les villes (4 à 5 m à Lille par exemple) où il résulte d'une accumulation en partie anthropique comme le prouve l'étagement des structures et des restes archéologiques datant du Moyen Âge et de l'époque moderne (fig. 169).

Les données archéologiques (H. DEBRAY, 1874 b, 1877 ; J. LADRÈRE, 1880 c ; J. GOSSELET, 1903 a ; R. BLANCHARD, 1906 ; L. GALLIE, 1919 ; P. IEMAN, 1970 ; G. JELSKI, 1968, 1972) et paléobotaniques (G. DUBOIS, 1926 e, d, 1949 ; C. DUBOIS, 1964 ; G. DUBOIS et C. DUBOIS, 1939, 1946d) montrent que le développement de la tourbe s'échelonne du Boréal au Subatlantique avec un optimum atlantique et subboréal. Les dépôts calcaires comparables aux "tufs" de la plaine maritime qui sont particulièrement développés dans l'ancienne vallée de la Scarpe (fig. 155), mais qui existent localement dans les autres vallées (Deûle, Escaut, Aa), occupent toujours la même position stratigraphique, à la partie supérieure de la tourbe principale. Il est ainsi possible de généraliser la corrélation qui a été établie avec la plaine maritime à partir de l'exemple de la région de Vitry-en-Artois (cf. 5e partie).

Le bilan morphologique de l'Holocène que l'on peut tirer de l'interprétation de ces formations de vallée est donc d'une importance réduite ce qui fournit un modèle pour les conditions de l'érosion en phase interglaciaire. La faiblesse de la sédimentation fluviale, réduite à des dépôts à dominante limoneuse sans cailloux autres que quelques granules crayeuses assez rares, et la généralisation du régime tourbeux dès le début de la période traduisent l'indigence de l'écoulement. Après l'envoyage de la topographie par le loess de couverture pléniweichsélien supérieur qui occupe encore une grande partie des vallées, le réseau hydrographique holocène a difficilement établi son cours. Il en résulte que les rivières du bas pays n'apparaissent vraiment dans l'histoire qu'avec les interventions anthropiques. À Lille, la Deûle antérieure au Moyen Âge n'est qu'un lacs de chenaux de tourbière. Les cours d'eau du Nord sont donc fondamentalement artificiels, avant même les modifications apportées dans les derniers siècles par le creusement des canaux.

Comme le montre la stratigraphie, le bilan de la sédimentation imputable globalement à une période récente qui commence avec les derniers siècles précédant l'ère chrétienne, est relativement

important. Il paraît difficile de suivre les anciens auteurs qui distinguaient plusieurs phases d'érosion-sédimentation en s'appuyant sur l'interprétation de tessons de poteries frustes dont la typologie est en fait incertaine (cf. J. GOSSELET, 1903 a). Il est par contre évident que ces apports, au demeurant dépourvus de pollen (G. DUBOIS), d'âge protohistorique et historique, sont liés aux défrichements et à l'occupation du sol par l'homme (cf. F. GUILLENTOPS, 1957 b). De profonds enfouissements observés au niveau de structures antiques sont liés à cette érosion d'origine anthropique (R. AGACHE).

Inversement, un exemple de la faiblesse des processus naturels, notamment de l'érosion sur les versants, est donné par le vallon du Schoubrouck, près de Saint-Omer (G. WATERLOT, 1966). Ce vallon large (1 à 2 km) et court (8 km) qui occupe une position orthoclinale au pied du talus du Houtland (fle Cassel 1/25 000 n° 6 et 7) et qui entaille l'argile yprésienne, est totalement colmaté par une épaisse couche de tourbe. A l'amont, au niveau de la ferme du Schoubrouck (alt. 5), l'Yprésien affleure alors que 3 km en aval la tourbe franche atteint plus de 8 m d'épaisseur ce qui porte le substrat à la cote - 7. L'inexistence de formations non organiques, au fond comme en surface (cf. J. SERVANT, 1971), montre l'absence d'érosion holocène aussi bien du loess qui tapisse les versants que de l'argile yprésienne. Cette épaisse couche de tourbe représente en effet la totalité de la période car les formations caillouteuses pléistocènes atteignent la cote -8 dans le bassin de l'Aa proche (J. SALMON, 1913). Cet exemple est particulièrement démonstratif de l'immunité sous climat tempéré de l'argile compacte yprésienne, ce qui n'est pas aussi vrai pour la craie qui est remaniée dans les dépôts holocènes de la vallée de l'Aa. Il prouve plus généralement l'extrême faiblesse de l'érosion sur les versants loessiques (en pente pourtant relativement forte dans ce secteur) dont une autre preuve est fournie par la quasi omniprésence du paléo-sol forestier postglaciaire qui comme ses homologues interglaciaires joue un rôle protecteur.

La stratigraphie des formations pléistocènes sous-jacentes au complexe limono-tourbeux précédent est caractérisée par un double changement entre le haut pays et sa bordure d'une part, et le bas pays d'autre part. Les faciès se modifient en même temps qu'avec l'épaississement apparaît une complexité stratigraphique plus grande qui fournit des données chronologiques.

Dans le haut pays et sa bordure, les formations de base qui constituent la moitié ou plus de l'ensemble du colmatage (4 à 6 m) se présentent sous la forme de sables et cailloutis de silex. Ce faciès déborde la zone où les talwegs sont creusés dans la craie et s'observe à la bordure artésienne sur substrat landénien, ce qui fournit un bon repère pour déterminer la limite inférieure du Quaternaire car l'Eocène est pratiquement dépourvu de formations grossières. Cette stratigraphie qui est caractéristique du colmatage inférieur de la vallée de l'Aa se continue dans le bassin de Saint-Omer (J. SALMON, 1913). On la retrouve au débouché de la Lys (Aire), de la Lawe et de la Clarence dans la Plaine de la Lys. Dans la Haute-Deûle, dont le lit fossile est totalement inscrit dans le Crétacé, au contact même du Landénien qui subsiste sous les formations de versant de rive gauche, le faciès à silex est associé à d'importantes couches à petits galets de craie qui sont parfois exclusives (C. MATHIEU, 1940-1945 ; sond. B.R.G.M. fle Carvin 1/25 000 n° 1 et 5). Ce faciès crayeux est particulièrement développé dans la vallée de la Sensée (G. WATKINOT, 1954 a ; A. BONTE, 1957 a). Dans la vallée de l'Escaut, les formations pléistocènes présentent le faciès artésien (épais cailloutis de silex) jusqu'en aval de Valenciennes (J. GOSSELET, 1921 a ; A. LEBLOND, 1934). Par ce caractère, le talweg de l'Escaut se rattache à la bordure du haut pays ce qui se confirme dans les aspects du modelé actuel de la vallée et la présence d'un cône de terrasse au niveau du coude de Condé (fig. 127).

Par contre, dans le talweg fossile de la Scarpe de Douai, les silex n'existent exceptionnellement qu'à proximité de cette ville (A. LEBLOND, 1934) et disparaissent ensuite. Ce fait s'explique par

l'absence d'une importante rivière au Pléistocène, la Scarpe d'Arras s'écoulant naturellement vers la Sensée (cf. 5e partie). La Scarpe de Douai qui n'est que le prolongement de l'Escrebieux appartient au bas pays par le faciès purement sableux de ses alluvions anciennes localisées dans un lit fossile étroit. Les mêmes données sont fournies par la Plaine de la Lys où pourtant l'ancienne rivière est beaucoup plus importante puisque son tracé est à peu près identique à l'actuel. Or dès Merville, le faciès caillouteux a disparu dans les formations du colmatage, qui ne comportent plus que des sables limoneux ou des limons (fle Hazebrouck 1/25 000 sond. B.R.G.M. 6-9 et 6-10), souvent vaseux ou tourbeux (7-5). Des sables grossiers avec petit gravier et quelques rares galets de silex sont encore parfois présents à la base du Quaternaire à Estaires (sond. 7-6, 7-7, 7-8). Ce niveau qui constitue un repère stratigraphique se retrouve dans les sondages de la région d'Armentières (cf. J. LEPLAT, 1965, 1966). A Erquinghem sur la Lys, au niveau de l'autoroute A 25, cette formation épaisse de 2 à 3 m est constituée par un sable gris verdâtre assez grossier (Md = 0,3 mm ; 80 % au dessus de 0,050 mm dont 8 % au dessus de 2 mm) avec quelques galets et éclats de silex épars. Ce faciès tend à disparaître à Armentières. S'il réapparaît à Deûlémont à la base du Quaternaire sous la forme d'un sable avec gros silex entre 16 et 18 m de profondeur, c'est sous l'influence des apports de la Deûle (fle Lille 1/25 000 n° 1 sond. B.R.G.M. 7).

Dans la vallée de la Deûle, en effet, les couches graveleuses sont présentes à divers niveaux dans l'axe du chenal le plus ancien qui passe à l'W du canal actuel et qui se creuse à moins de 0 NGF dès le Marais de Lomme (fig. 65, 92, 167). A Wambrechies où les alluvions atteignent 27 m d'épaisseur (cote -11), cette stratigraphie est encore bien représentée (fle Lille 1/25 000 n° 2 sond. B.R.G.M. 142). Ce faciès traduit la proximité du substrat crayeux qui affleure encore au fond du talweg fossile jusqu'au niveau de la Citadelle grâce à la surélévation du Mélandois. Par contre la vallée de la Marque qui se trouve, à proximité du confluent avec la Deûle,

plus éloignée de la zone crayeuse, ne possède plus que des formations purement sableuses, ce qui d'ailleurs rend difficile l'interprétation des sondages (cf. A. BOUTE, 1955 a), alors qu'en amont de Hen le faciès grossier à silex a été reconnu en sondages (J. ORTLIEB, 1883 b).

Ces données lithologiques montrent donc clairement que les apports fluviaux longitudinaux n'ont qu'une extension limitée dans les talwegs fossiles. Par suite de la faible importance de la tranche de Landénien, on peut considérer d'une façon simple que les accumulations grossières cessent à partir du moment où les grandes vallées sont entaillées dans l'argile yprésienne. Les influences latérales marquées par les apports des versants jouent un rôle aussi important, sinon prédominant, dans le colmatage des talwegs. Elles interviennent de deux façons : d'une part dans l'alimentation de la charge du cours d'eau ; d'autre part dans l'envahissement de la vallée par une sédimentation de versant comme le montrent les données stratigraphiques (cf. fig. 92). Ce dernier phénomène sensible lors de la phase pléni-weichsélienne moyenne caractérisée par le dépôt des formations limono-sableuses litées devient exclusif avec l'accumulation du loess de couverture. Comme il se trouve que le bas pays correspond à la zone occidentale du Pléistocène (cf. 3e partie), les formations des vallées y constituent des complexes où se mêlent des formations alluviales proprement dites et des dépôts aréolaires. Ces faits traduisent un fait fondamental de la géomorphologie des écoulements périglaciaires dont la discontinuité dans le temps et dans l'espace se solde par des évolutions locales (J. TRICART, 1967).

Reste à envisager l'évolution chronologique qui a abouti à l'important colmatage du bas pays, ce qui pose le problème de l'âge de l'approfondissement maximum des talwegs qui atteint la cote -10 dans la région centrale. Cette question ne peut être abordée, dans

l'état actuel des données, que par l'interprétation des relevés des sondages. Les observations directes se limitent aux profils des formations limoneuses de bas de versant et à quelques coupes relativement superficielles qui ont pu être suivies lors des travaux effectués à 1910.

Dans la Plaine de la Lys, la reconnaissance du tracé de l'autoroute A 25 (J. LEPLAT, 1965) a montré que le puissant colmatage (15 à 20 m) ne se limitait pas à l'axe de la Lys, mais affectait une large zone s'étendant jusqu'au niveau de la Grande Becque de Steenwerck (fig. 123, 124, 167). Dès la sortie du Houtland, le talweg de la Capnelle Becque est colmaté par 14 m de formations limoneuses et sableuses. La comparaison avec le profil proche de la Briqueterie de Bailleul (fig. 80) dont la stratigraphie montre le passage du versant au talweg d'un vallon aboutissant à la Plaine de la Lys permet d'établir que si la couverture weichsélienne s'épaissit au niveau des vallées par le développement des faciès lités sous-jacents au niveau de Kesselt, la partie inférieure est d'âge antéweichsélien. Par corrélation avec la coupe de Bailleul, les faciès limono-tourbeux à coquilles sont attribués à l'Emien, comme les formations à Corbicula fluminalis reconnues plus en aval (R. TAVERNIER, 1954b). Ils se développent particulièrement dans le talweg fossile au droit de la Grande Becque (6 m) et à Erquinghem sur la Lys où ils comblent vers O NGF un ancien chenal creusé jusqu'à -8 m qui est décalé légèrement vers le N par rapport à la Lys actuelle (J. LEPLAT, 1966). La pente relativement forte (en moyenne de 1 à 1,5 ‰), comparée à l'actuelle, qui se trouve réalisée au fond du talweg fossile entre Estaires et Armentières alors qu'elle s'amenuise en aval où les épaisseurs restent assez constamment de l'ordre de 20 m, est un argument en faveur d'une déformation néotectonique (cf. 4e partie).

Le creusement maximum qui apparaît ainsi réalisé à l'Emien résulte d'une phase périglaciaire antérieure dont subsistent des accumulations grossières sous les formations tourbeuses précédentes,

en particulier à l'W d'Armentières. Ce fait se vérifie plus nettement encore dans la vallée de la Deûle où la complexité de la morphologie fossile est d'ailleurs plus grande par suite des déplacements de l'axe de la vallée dans le vaste évasement qui marque le flanc N du Mélan-tois, la localisation de la Deûle marécageuse holocène dans Lille n'étant que la dernière phase d'une évolution plus ancienne. Les plus grandes profondeurs se rencontrent à l'W de la Deûle actuelle canalisée dont le tracé retrouve en quelque sorte celui du cours pléistocène primitif. L'étude des coupes et des sondages au niveau de Lambersart montre que les formations weichséliennes et saaliennes de versant ont recouvert d'anciens chenaux provoquant le glissement de l'axe du talweg vers l'E (cf. fig. 92). Des dépôts avec tourbe se trouvent ainsi fossilisés.

Sur le versant S de la vallée de la Marque, au niveau de Marcq-en-Baroeul et de Wasquehal, on peut suivre également avec l'épaississement de la couverture qui passe de 7 à 20 m, le développement de la série limoneuse saalienne débutant par un sable avec cailloutis de silex et de grès ferrugineux. Vers l'axe de la vallée fossile, un complexe tourbeux s'intercale entre les deux ensembles se maintenant autour de 0 NGF (+1 à -2), qui peut être attribué à l'Ecmien comme dans la vallée de la Lys où il est régulièrement présent en aval d'Armentières (cf. A. BONTE et G. WATERLOT, 1968). Les formations de fond souvent constituées par un sable argileux à gros silex de couleurs variées (noirs, jaunes, rougeâtres) ne peuvent correspondre qu'à une sédimentation périglaciaire antérieure (ex. feuilles Lille 1/25 000 n° 1 : Deulémont ; n° 2 : Wambrechies ; n° 3 et 7 : Saint-André et Marcq) (cf. A. BONTE, 1955 a). Deux cycles sédimentaires de limons, sables et cailloutis ont été observés, en dehors de la zone à alluvionnement holocène, dans les sondages du Château Rouge à Marcq-en-Baroeul qui ont mis en évidence la forte dissymétrie de la vallée fossile de la Marque qui se situe au contact de l'Yprésien et du Landénien (J. LEPLAT, 1972, comm. orale S.G.M.).

A ces données stratigraphiques prouvant l'ancienneté du creusement maximum s'ajoutent celles qui concernent les changements de cours ayant affecté la Deûle lilloise. Les fouilles profondes effectuées pour la construction du parking souterrain Carnot (ancien Lycée Faïdherbe) et du "Diplodocus" ont permis des observations concordantes. Dans les deux cas, on se trouve dans le marais de la Deûle holocène (cf. IEPAN, 1878 ; LECOCQ, 1879 ; J. GOSSELET, 1898 b, 1912 a ; LEBRUN, 1901 ; J. LADRIERE, 1904 ; G. DUBOIS, 1922 d , 1924 b, 1926 e ; R. DEHEE et G. DUBOIS, 1927) avec une épaisseur de formations quaternaires de 15 m reposant sur la craie altérée (cote +5) et la stratigraphie est identique (fig. 169). Sous 4 à 5 m de remblai historique (1) apparaît une couche de tourbe impure (ép. max. 2 m) (2) passant vers le bas à un limon sableux hydromorphe (3). Ce sol de marais repose sur un complexe (4) irrégulier de limon, de marne et de sables avec granules de craie, plus ou moins organique, se terminant localement à la base par un horizon tourbeux. Au-dessous se développe un complexe non organique avec la superposition d'un niveau de sables en stratification entrecroisée d'épaisseur variable (5), d'une couche de limon sableux bleuâtre lité et d'une série épaisse de sables à granules de craie homométriques (6), dont seule la partie supérieure était observable. Les deux complexes inférieurs comportent des petites fentes de gel et des cryoturbations et sont donc des dépôts de phase froide. Il s'agit d'une sédimentation weichsélienne, la partie supérieure pouvant être d'âge tardiglaciaire. Ces formations passent latéralement aux limons de versants (cf. J. GOSSELET, 1898 b). Le faciès sableux à granules de craie homométriques (diamètre de l'ordre du cm) qui existent parfois sans matrice est typiquement périglaciaire. Dans d'autres conditions morphologiques, il caractérise les formations limoneuses litées du Pléniweichsélien moyen au pied des escarpements crayeux. Il s'agit donc d'un faciès lié au ruissellement qui montre en outre que la mobilisation de la craie blanche, sous forme de débris d'une taille centimétrique a joué un rôle important durant les phases froides. Cette donnée cadre bien avec les résultats de microgélifraction expérimentale réalisée

sur les craies (J. TRICART, 1956 ; F. BIROT, 1962, 1966 ; J.P. COU-TARD, M. HELLUIN, J.P. LAUTRIDOU, J. FELLERIN, 1970 ; J.P. LAUTRIDOU, 1970, 1971). Il faut admettre que la macrogélifraction est intervenue d'une façon importante, ce que l'on observe à la base même des dépôts où la craie est fragmentée sur une épaisseur d'environ 5 m (J. P. BERGIN, 1972, comm. orale S.G.N.), les débris s'amenuisant progressivement vers le haut où ils n'atteignent plus que 20 à 40 cm (séd. Lycée Faïdherbe). Ceci caractérise le faciès des "marnettes" des fo-reurs qui est particulièrement développé dans la vallée de la Deûle (G. MATHIEU, 1940 -1945). Comme la craie est à la fois tendre et mi-crogélive, il faut en outre concevoir que les granules ainsi produi-tes ont été déplacées à l'état gelé, sur des distances relativement courtes et ont été rapidement fossilisées. Ce faciès est en effet surtout développé dans la zone où le Quaternaire repose sur la craie.

Le talweg pléistocène de la Deûle lilloise n'est qu'un bras parmi les chenaux qui au Weichsélien parcouraient la vaste zone d'é-pandage qui s'ouvrait au N du Mélançois en isolant des îles où le Landénien se trouve parfois faiblement conservé sur la craie. Après le colmatage final par le loess de couverture, l'écoulement holocène s'est uniquement localisé dans le système du bras lillois. La vallée fossile de l'agglomération lilloise est un exemple de cône d'accumu-lation complexe dont la position est en relation directe avec les conditions structurales, l'axe néotectonique du Mélançois reprodui-sant en quelque sorte le schéma d'un contact entre haut et bas pays avec en plus l'interférence des facteurs climatique et lithologique conjuguant leurs effets dissymétriques. Le colmatage weichsélien a estompé fortement une morphologie ancienne plus différenciée résul-tant d'une évolution antérieure complexe où interviennent aussi les influences tectoniques (cf. 4^e partie).

Un dispositif paléogéographique similaire se réalise dans la vallée de l'Escaut au N de Tournai à la sortie du Mélançois (J. CORNET, 1925 ; G. LEFEBVRE et R. IEGRAND, 1964 ; M. GULINCK et R.

INGRAND, 1969) où la zone de colmatage s'élargit en même temps que les épaisseurs augmentent. Dès Leers, près de la frontière française, l'accumulation atteint 34 m ce qui porte la base du Quaternaire à près de -10 m, avec deux niveaux importants de cailloutis, l'un vers 0 m, l'autre à la base (feuille Leers 1/25 000 n° 1 sond. B.M.G.M. 16). Ce sondage se situe dans un petit vallon actuel (alt. 24) qui débouche dans la plaine de l'Escaut. Or le récent sondage de Toufflers (J. LEPLAT, 1972, comm. orale S.G.N.) réalisé en interfluve (alt. 33), un peu au S, a rencontré 34 m de limons (23 m), sables avec lits organiques (9 m) et gravier de base (2 m) sans atteindre le substrat landénien qui doit cependant être proche. Le cailloutis, formé essentiellement de silex notamment issu du Turonien supérieur, comporte en outre quelques galets de calcaire carbonifère. La présence de ces derniers permet de formuler deux hypothèses. L'une consiste à placer l'origine de ces galets à Tournai où le lit fossile de l'Escaut entaille le Paléozoïque. Dans ce cas le profond chenal de Toufflers correspondrait à un bras plus occidental de l'Escaut. Dans une autre hypothèse, on pourrait envisager qu'il s'agit d'un talweg fossile prolongeant celui de la Marque à sa sortie du Mélançois où le socle paléozoïque relevé au niveau de l'anticlinal aurait été atteint par le creusement. Si la surélévation structurale porte en effet le toit du Paléozoïque à moins de 20 m de la surface topographique, encore au niveau de Willems (fle Lille 1/25 000 n° 8), il n'est pas établi que le Quaternaire repose directement sur le Primaire. Les sondages effectués au débouché du vallon du Robigeux (lieu dit Pont de la Naue) indiquent une épaisseur d'alluvions de plus de 14 m (J. ORTILIEB, 1883), voire de 19 m (chiffre qui demeure cependant problématique, sond. B.R.G.M. n° 92), ce qui met la base du Quaternaire à une cote d'au moins +8 m. Si le vallon est fortement colmaté, les données actuelles fournies par les sondages ne permettent pas de conclure à un ancien drainage de la haute Marque vers l'Escaut. La découverte de Toufflers incite cependant à de nouvelles recherches. Elle confirme en tout cas qu'il existe à la bordure du Mélançois une morphologie fossile que le modelé actuel ne permet guère de soupçonner.

On peut donc conclure qu'à la marge N du Mélandois, l'ensemble des données (importance du creusement, complexité stratigraphique du remblaiement, changements de tracé des cours d'eau) implique une longue évolution des formes fossiles avec un creusement maximum qui se trouve déjà établi au Saalien. Cette évolution apparaît d'autant plus complexe que sont intervenues des influences tectoniques. A l'approfondissement par subsidence de la région lilloise et armentière a dû correspondre une tendance au soulèvement selon un axe parallèle passant par les collines de Renaix et Courtrai (A. ERMEL, 1935). Ces facteurs structuraux rendent compte des anomalies et des discontinuités dans les données de la morphologie fluviale fossilisée. L'axe du Mélandois constitue ainsi une limite importante dont le rôle apparaît encore à la fin du Weichsélien et à l'Holocène puisqu'en aval de Lille et d'Armentières, les lits de la Deûle et de la Lys s'encaissent déterminant un modelé de basses terrasses dans l'accumulation antérieure (cf. R. PÉPÉ, 1964). Mais globalement les vallées actuelles, avec un avantage certain pour la Deûle, représentent un mode de drainage plus ancien qu'on a pu le penser (G. DE MOOR, 1963) en relation avec le creusement antécédent de la Vallée flamande.

Dans le bassin de l'Yser, le gisement marin d'Herzele qui se trouve à basse altitude (cf. 5e partie) est une donnée particulièrement importante pour préciser l'ancienneté de la morphologie générale de la région. La surface de la vallée actuelle se trouve à +6 m au droit d'Herzele et à +3 m à son entrée en Belgique à la limite de la plaine maritime holocène. L'absence de sondages dans l'axe du talweg ne permet pas d'établir exactement la cote du creusement maximum. On peut penser qu'il se situe vers O. Au Pont de Kreulle à 6 km en amont, MEUGY signalait la clyte (Yprésien) à 5 m de profondeur (alt. +8) sous un cailloutis épais de 2 m qui pourrait cependant correspondre à une basse terrasse (J. GOSSELET, 1914). Au Pont de Wylder, 2,5 km en aval du point précédent l'Yprésien se trouve à la cote +8

sous 3 m de linon à 200 m seulement de l'axe de la vallée actuelle de l'Yser sur le tracé de l'autoroute A 25. Dans une position comparable, à Baubeke au droit d'Herzele, l'Yprésien se trouverait vers +3. Enfin à Stavele comme dans le golfe de Loo, l'Yprésien reste souvent proche de la surface de la plaine holocène (carte géol. Dunkerque 1/80 000). Il est cependant possible qu'un étroit chenal plus profond se creuse à partir de la frontière car à Watou dans la vallée de l'Ey Becque un sondage indique l'Eocène à -3 m et au débouché de la Kemmelbeck le Quaternaire aurait une épaisseur de 25 m (fles géol. Saint-Oner et Dunkerque 1/80 000 ; Steenvoorde 1/50 000).

Les formations marines d'Herzele reposent sur l'Yprésien jusque vers 11-12 m d'altitude au S de la briqueterie (fig. 141). S'il est établi que leur base plonge rapidement vers le N (+6 au niveau des bâtiments de l'usine), on ignore la position de ces dépôts dans la vallée de l'Yser. En aval, les couches à Cardium qui semblent corrélables avec la partie supérieure de la formation d'Herzele ont été traversées aux altitudes de +2 à Roesbrugge et -0,5 à Lo (R. TAVERNIER et J. DE HEINZELIN, 1962).

Malgré ces lacunes concernant les relations géométriques entre les éléments de ces dépôts et le creusement maximum du talweg de l'Yser, le gisement marin littoral d'Herzele dont le terme le plus récent ne peut être postérieur à l'Holsteinien et qui semble comporter des éléments attribuables à des transgressions antérieures (cf. 5e partie) prouve que cette morphologie était établie alors même que le littoral de la mer du Nord avait acquis son orientation actuelle. Le creusement postérieur aurait été réduit dans la petite vallée de l'Yser qui apparaît comme un témoin immunié d'une évolution plus ancienne. Ses effets ont été par contre plus grands dans les vallées de la Lys et de l'Escaut, ce qui s'accompagne d'un changement géographique important attesté par l'avancée orientale de la transgression éémienne au N de Gand. En plus de cette évolution générale dont les causes sont à l'échelle du bassin de la mer du Nord et concernent

notamment les fluctuations des littoraux et de l'inlandsis, les anomalies du colmatage des vallées de la région lilloise ne peuvent s'expliquer que par l'influence de mouvements tectoniques au Quaternaire moyen et supérieur (cf. 4e partie).

2 - Les terrasses et l'évolution ancienne du réseau hydrographique

Les accumulations fluviatiles jouant un rôle dans le relief apparent, car non fossilisées, forment deux groupes différents par leur extension géographique et le modelé qui en résulte. Les unes sont associées aux vallées et déterminent des terrasses étagées en se localisant étroitement dans le haut pays crayeux et surtout à sa bordure. Les autres, plus anciennes, tapissent les collines et interfluves du bas pays, sans relation directe avec le tracé des vallées actuelles. A cette première distinction s'en ajoute une seconde: les deux types de dépôts fluviatiles se localisent essentiellement dans la partie occidentale de la région avec les bassins des rivières proprement artésiennes et la Flandre. Ils sont au contraire très rares dans le bassin de l'Escaut. Comme ces formations caillouteuses sont constituées de silex, cette division régionale correspond globalement à la carte géologique générale puisque les assises crétacées riches en silex (Turonien supérieur et Sénonien) n'ont été largement érodées que dans la partie occidentale du haut pays. L'ancienneté du drainage de la Sambre se trouve ainsi dès l'abord établi, ce bassin appartenant à un autre domaine morphologique qui est celui de l'Ardenne.

Parmi les vallées artésiennes, celles de l'Aa et de la Lys offrent les systèmes de terrasses les mieux développés. C'est aussi dans le Houtland et secondairement dans le Ferrain qu'existent les cailloutis anciens culminants les plus abondants. Ces ensembles régionaux ont ainsi donné lieu à de nombreuses études sur le thème du "diluvium", en particulier avec les travaux de J. GOSSELET, G. PONTIER, A. BRIQUET, J. LORIE, G. DUBOIS, A. BOTTE et P. PINCHEMEL dont

les diverses interprétations se manifestent dans les éditions successives de la carte géologique. Ainsi l'ancienne conception des terrasses et des alluvions anciennes (cf. fles géologiques Saint-Omer et Arras 1/80 000) a fait place à celle du "limon rouge à silex" (A. BONTE, 1955 b), vaste nappe d'épandage due au ruissellement et à la solifluxion, élaborée tout au long du Tertiaire et du Quaternaire et ayant subi une fragmentation progressive sous l'action du réseau hydrographique et par glissements sur les pentes (cf. fle géologique Saint-Omer 1/50 000). Ces formations se trouvent cartographiées LS ou RS (formations résiduelles à silex), les seules mentions de dépôts fluviatiles anciens (Fy) formés aux dépens du limon rouge à silex n'étant retenues que pour des niveaux de "basses terrasses". La critique de cette nomenclature cartographique et de l'interprétation qui la sous-tend a déjà été faite. Il s'agit en effet dans la plupart des cas, en dehors des remaniements de versants, de formations purement sablo-caillouteuses, présentant en outre souvent des structures typiquement fluviatiles et disposées en terrasses étagées à la bordure de l'Artois. Si la reconnaissance de ces terrasses a pu faire problème, cela tient à leur dispositif en cônes localisés dont les éléments situés à l'aval occupent une position d'interfluve.

Les terrasses existant dans les vallées actuelles ont en commun de constituer un phénomène relativement localisé car elles ne concernent que la région crayeuse et sa bordure. Ainsi dans les vallées artésiennes (Aa, Lys, Lawe, Clarence), un système de terrasses étagées se développe immédiatement en amont du bassin de Saint-Omer et de la Plaine de la Lys pour disparaître brusquement au contact de ces zones dépressionnaires. Un phénomène du même ordre se réalise dans la vallée de l'Escaut où la seule accumulation de terrasse importante n'existe qu'à l'aval de Valenciennes, dans la forêt de Raismes, au point où la vallée jusque là encaissée dans la craie débouche dans la zone de relai entre le bassin de la Haine et la plaine de la Scarpe. La terrasse reste étroitement localisée à ce secteur de contact et disparaît au Nord lorsque l'Escaut pénètre dans le Mélantais. Dans le cas des rivières artésiennes comme de celui de l'Escaut, les terrasses sont donc liées à une limite tectonique majeure.

Il est notable également de constater que ces accumulations, soit apparaissent brusquement (Escaut), soit s'étalent assez soudainement en de larges cônes après être restées étroitement circonscrites le long de la vallée en amont (vallées artésiennes). Le dispositif étagé qui en résulte, chaque élément de terrasse se disposant de telle façon qu'il déborde le précédent et occupe à l'aval une position d'interfluve, est propre aux vallées de l'Artois. Il se réalise surtout avec les deux grandes rivières, Lys et Aa, la vallée de cette dernière constituant une sorte de modèle. Son étude qui a donné lieu à de nombreux travaux antérieurs se révèle donc fondamentale, d'autant plus qu'elle introduit le problème des changements d'écoulement au cours du Pléistocène dans la partie occidentale du bas pays. La zone orientale beaucoup plus pauvre en formes fluviales appartient à un autre domaine où l'évolution paraît avoir été relativement plus stable.

Le plan structural et paléogéographique de la région réapparaît donc dans cette division, ce qui confirme une fois de plus son importance. Dès l'abord il est établi que la morphologie de terrasses est étroitement liée aux conditions tectoniques. Plus généralement s'impose l'évidence que la morphogenèse fluviale a un caractère fondamentalement local et que les drains actuels ne sont que des fils reliant difficilement des unités plus ou moins étrangères les unes aux autres.

2 - 1. Les systèmes de terrasses étagées

Dans la vallée de l'Aa (fig. 170), entre Lumbres et Arques, ont été distingués cinq niveaux alluvionnaires formant un système de terrasses dissymétriques surtout développé sur la rive gauche (J. GOSSELET, 1878 b, 1903 a, 1912 b, 1913 a, d ; SIX, 1889 ; PARENT, 1892c ; A. BRIQUET, 1905 b ; G. PONTIER, 1907, 1908, 1909, 1914 ; SALMON, 1913 ; G. COURTY, 1916 ; J. LORIE, 1921 ; J. DE HEINZELIN, 1966 ; J. BOUTRY et P. DOLLE, 1968 ; J. BOUTRY, P. DOLLE et G. TIEGHEM, 1968 ; P. DOLLE, 1969) : Wisques-Helfaut (alt. 120-90),

les Bruyères de Longuenesse (alt. 70), la Garenne d'Arques (alt. 37), Campagne-Wardrecques ou Neuffossé (alt. 30), ballastière d'Arques-Malhove (alt. 5). Les deux premiers ont été classés en hauts niveaux, dépourvus de fossiles, les deux suivants en moyens niveaux et celui de Malhove en bas niveau, caractérisés par une faune froide abondante (G. PONTIER, 1907). Pour des raisons morphologiques, il est préférable de distinguer trois complexes de terrasses principales (cf. J. BOUTRY et L. DOLLE) englobant chacun plusieurs formations disposées en terrasses secondaires emboîtées ou légèrement étagées : terrasse supérieure d'Helfaut, terrasse moyenne d'Hallines et Longuenesse, terrasse inférieure d'Arques-la Garenne. La "terrasse de Malhove", située également à Arques, est en fait au niveau du fond alluvial holocène de la vallée dans la localité-type : elle constitue une très basse terrasse fossilisée, associée au complexe des graviers de fond de la vallée.

Si on considère l'altitude relative apparente, dénivelée verticale séparant la surface supérieure des alluvions et le niveau du talweg actuel, les valeurs sont respectivement, pour chaque complexe de terrasse dans le secteur Hallines-Arques, de 72-65 m (avec 90 m pour Wisques), 53-47 m et 28-24 m. Les mesures de l'altitude relative réelle qui peut se calculer le plus aisément par la dénivelée entre la base de la formation de terrasse et celle du dépôt de fond de la vallée et qui est plus significative car il s'agit de dépôts comparables, ce qui n'est pas le cas pour le remblaiement holocène limono-tourbeux, sont proches des précédentes car l'épaisseur des formations de fond n'augmente nettement qu'à partir d'Arques. Dans les deux cas, les valeurs ne sont d'ailleurs qu'indicatives et ne sont pas exactement représentatives de l'importance du creusement car d'une part les formations fluviatiles se disposent selon une pente transversale notable, ce qui se vérifie dans les sondages effectués au fond de la vallée, et comportent plusieurs nappes secondaires emboîtées ou légèrement étagées, d'autre part les mesures varient rapidement en raison notamment de la pente relativement forte de ce secteur de la vallée (cf. fig. 10) où l'altitude tombe à +5 dès Arques,

sans compter que les dépôts alluviaux anciens qui subsistent en terrasses correspondent souvent à des zones bordières de la sédimentation. Ces réserves générales étant faites, il reste que les terrasses de l'Aa apparaissent anormalement élevées par rapport au talweg actuel. Il s'agit d'une situation propre à cette vallée car dans celles de la Lys et de ses affluents artésiens, les altitudes relatives prennent des valeurs plus faibles, comparables à celles des terrasses de Picardie (cf. F. BOURDIER, 1969 a ; A. DEFRANCE, 1970).

La vallée de la Lys (fig. 172) entre Delettes et Aire est également caractérisée par trois complexes de terrasse (J. GOSSELET, 1913 a ; J. LORIE, 1921 ; G. DUBOIS, 1926 b), mais ils sont plus difficiles à différencier et le modelé est beaucoup moins net, surtout pour les bas niveaux qui dominent de peu le fond actuel de la vallée qui n'est qu'à l'altitude 19 à Aire-sur-la-Lys. Les formations de Dohen-Upen (140-90 m) sont comparables par leur altitude à celles de Wisques et d'Helfaut et forment aussi un complexe comportant des unités différentes difficiles à séparer à cause de leur fractionnement. J. LORIE (1921) distingue une haute terrasse qui se manifeste dans un replat (90-100 m) sur le versant de rive gauche au niveau de Delettes. Une moyenne terrasse s'individualise à Clarques (alt. 60-50) avec une altitude relative de l'ordre de 30 m. On retrouve son équivalent à Linghen, le long de la Laquette. En contrebas se développe un large complexe de basse terrasse qui forme les interfluves de la zone de confluence de la Lys et de ses affluents (Melde, Liauwette, Laquette), constituant un vaste épandage en pente relativement forte puisque la base du cailloutis s'échelonne de 35 m (Marthes) à 25 m (Moulin-le-Comte). Il existe en fait plusieurs niveaux emboîtés comme l'ont montré les sondages de Moulin-le-Comte (Lonts et Chaussées, 1967). En ce point l'altitude relative apparente ou réelle n'est que d'une dizaine de mètres pour la plus basse terrasse. A la briqueterie de Lambres où le cailloutis épais d'environ 3 m repose sur le Landénien vers 35 m d'altitude, ce qui crée une dénivellation topographique de l'ordre de 20 m. G. DUBOIS (1926 b)

concluait à une moyenne terrasse. Il y a ainsi une sorte de passage progressif d'un complexe à un autre qui crée la confusion du relief. Au niveau d'Aire, la nappe de fond s'épaissit rapidement sous les formations tourbeuses holocènes (H. DEBRAY, 1877), le substrat étant creusé au moins jusqu'à l'altitude +9. Le manque de sondages ne permet pas de préciser la configuration exacte du fond, lacune particulièrement gênante pour comprendre les relations avec la formation du Neuffossé et celles du talweg fossile de la Plaine de la Lys. Les sondages d'Isbergues (file Saint-Omer n° 8 sond. 5-10, 14, 15) indiquaient qu'un approfondissement rapide s'opère à l'entrée de la Plaine de la Lys portant la base du Quaternaire entre les cotes +6 et +3 en contrebas de la basse terrasse dont le cailloutis repose encore vers l'altitude +25 sur l'Yprésien.

Un autre système de terrasses comparable existe au débouché des vallées de la Clarence et de la Lawe (fig. 173). Du Bois des Dames jusqu'à la bordure de la Plaine de la Lys (Vendin-les-Béthune), trois complexes de terrasse peuvent être distingués (cf. H. BERTOUILLÉ, 1963 a, b, 1969), le dernier ayant encore le plus grand développement. La haute terrasse est représentée par la zone culminante de la butte du Bois des Dames (alt. 95-80) couronnée par un cailloutis de silex affleurant (fig. 24), dont l'altitude relative maximum est de 60-65. A ce niveau le fond des vallées de la Lawe et de la Clarence est à l'altitude 35 avec seulement 6 à 7 m de remblaiement caillouteux (cf. supra). Une moyenne terrasse se marque par un prolongement en palier de la butte face à Gosnay et Fouquereuil (alt. absolue 60-50 m ; relative : 25 m). Au-delà s'étale largement vers 35-37 m une vaste nappe peu épaisse (1 à 2 m) qui forme la basse terrasse que l'on peut suivre jusqu'à Hinges. L'altitude relative apparente reste assez constante (15 à 10 m) par suite de la faible pente des vallées à leur contact avec la plaine ; l'altitude relative réelle s'accroît beaucoup plus et dépasse 20 m car les talwegs fossiles se creusent jusqu'à moins de 10 m. Des unités équivalentes, mais plus circonscrites, s'observent le long de la Clarence de Lapugnoy à Chocques. Comme pour la région d'Aire s'est produite une sorte de coalescence de l'accumulation inférieure.

Il existe donc une grande similitude dans les systèmes de terrasses étagées bordant l'Artois. La vallée de l'Aa se distingue seulement par une altitude relative plus grande des formes qui est due à un creusement maximum plus important accompagné d'un colmatage relativement réduit. Cela entraîne parallèlement une netteté mieux marquée du modelé des terrasses plus largement développées dans la craie.

Le système des terrasses de l'Aa peut cependant être pris comme modèle car il fournit de nombreuses données ayant une valeur générale pour la bordure artésienne, tout en présentant l'originalité d'un relief exagéré. Le caractère principal du système est son large développement en vaste cône entre Lumbres et Arques (4 km de largeur entre Longuenesse et Helfaut). Ainsi sur la rive gauche, les trois terrasses se présentent successivement en situation culminante, leur versant méridional étant proprement un talus de terrasse relativement rectiligne alors que la pente N correspondant à la limite originelle de l'accumulation possède un modelé festonné de coteau. L'inversion de relief est ainsi totale pour ces buttes sableuses landésiennes couronnées du cailloutis fluviatile. L'Yprésien basal n'existe qu'en mince biseau à la pointe orientale des deux niveaux inférieurs. Le relief de la longue colline d'Helfaut où se succèdent les divers niveaux de cailloutis en partie remaniés est encore plus net par suite du creusement de la vallée de la Melde qui est dominée à Heuringhen par un versant escarpé monoclinal, l'Yprésien et le cailloutis ayant un net pendage vers le NNE. Ce versant d'érosion différentielle appartient à la famille de ceux de la bordure du Houtland.

Le dispositif en cône se reproduit avec la formation de Malhove qui s'avance jusqu'au pied de la forêt de Clairmarais et au S de Saint-Omer (ancien Fort de Grâce) (A. BRIQUET, 1905 b). Mais le dépôt fluviatile recouvert de 2 m de limon sableux qui a donné lieu autrefois à l'exploitation de grandes ballastières (J. GOSSELET, 1913d)

est au niveau (alt. 5) du remblaiement holocène dans la localité-type. Un faible relief n'apparaît qu'en amont du canal, à Batavia, sur une distance limitée. Dans cette zone les sondages ont reconnu les graviers entre +8 et +5 m, montrant qu'il s'agit d'une terrasse emboîtée de quelques mètres et fossilisée. En amont, il n'y a plus trace de cette très basse terrasse, la formation de Malhove se confondant dans la nappe de fond. Il s'agit donc d'une forme strictement localisée à la zone où la vallée s'élargit entre Blendecques et Haut-Arques au niveau actuel de la bordure artésienne. L'accumulation frontale se manifeste encore d'une certaine façon avec les formations de fond qui progressivement voient leur teneur en silex diminuer en aval de Saint-Omer, comme cela est de règle dans le bas pays, moins net cependant dans le cas de l'Aa par suite du maintien d'affluents de la région crayeuse. Ce schéma, fondamental pour la compréhension de l'élaboration préférentielle des terrasses à la limite tectonique de l'Artois alors que ces formes disparaissent brusquement au-delà, rattache le système des accumulations de l'Aa en quelque sorte à un phénomène de "piédmont" dont des exemples similaires sont fournis par la Lys et ses affluents artésiens.

Le phénomène est encore mieux marqué avec ces vallées qui débouchent dans la Plaine de la Lys où disparaît en surface toute forme fluviatile. Là basse terrasse domine ainsi la plaine par son talus dont la dénivelée est d'une quinzaine de mètres aussi bien à Isbergues qu'à Hinges et à Chocques. Les cônes d'épandage dont l'épaisseur reste toujours faible (1 à 3 m) sont plus larges, en particulier avec la basse terrasse. Il en résulte que le modelé strict de terrasses étagées tend à disparaître, les dépôts occupant les zones culminantes.

L'ampleur latérale de la sédimentation grossière ainsi que l'importance des creusements intermédiaires qui contrastent avec la relative petitesse de ces bassins ne peuvent s'expliquer sans une incitation tectonique qui globalement correspond au soulèvement artésien avec dans le détail une influence des failles

sur le modelé des terrasses comme cela semble prouvé à Hallines (cf. 4e partie). Le système d'accumulation se développe à la limite des grandes failles bordières. En raison des conditions tectoniques, le phénomène paraît s'estomper avec l'Aa. Il est plus net avec la Lys (faille d'Enquin-Marqueffles) et s'impose avec la Lawe-Clarence où les dépôts commencent immédiatement au N de la faille de Ruitz.

Un autre caractère principal du système des terrasses de l'Aa réside dans sa dissymétrie. Le dispositif est particulièrement net et simple en amont de Lumbres où n'existent que les terrasses moyenne et inférieure, uniquement sur la rive gauche. La basse terrasse est la plus continue. Elle se suit en effet tout au long de la vallée depuis Renty et Fauquembergues où la nappe de cailloutis épaisse de 2 m se dispose en légère pente transversale et se situe au niveau du fond alluvial actuel (alt. 78) comme le montrent les profils de la briqueterie. Le creusement maximum du talweg est à la cote +74. Le modelé n'est encore qu'un versant peu marqué, formé par la couverture loessique épaisse de 3 à 4 m, simple atténuation basale de la pente au pied de l'escarpement crayeux du plateau de Thienbronne. Dès la faille de Fauquembergues qui marque le rétrécissement de la vallée lié à la structure, la terrasse devient plus nette. A Warnecque, entre Merck-Saint-Liévin et Ouve-Wirquin, la dénivellation du substrat peut être estimée à 8 m. Avec l'étranglement de la vallée au coude de Remilly-Wirquin qui correspond au passage de la faille de Ruitz et où la terrasse disparaît se termine un tronçon de la vallée de l'Aa caractérisé par une basse terrasse peu développée, conservée d'une façon discontinue, faiblement couverte, bien que son altitude relative augmente progressivement.

Immédiatement en aval du coude, la basse terrasse s'élargit fortement sur près de 500 m, toujours uniquement sur la rive gauche. Le profil de la briqueterie d'Elnes montrait le complexe sablo-caillouteux fluviatile épais d'environ 3 m, reposant sur la

craie à l'alt. 54 et recouvert par 5 à 6 m de formations limoneuses (cf. 4e partie, fig. 103 ; cf. J. BOUTRY, 1968). L'ensemble plonge à la fois vers la vallée et vers le SE en direction d'un petit talweg qui entaille le long versant de rive gauche. Un nivellement a montré que ce pendage dépassait 2 %, le sommet du cailloutis étant progressivement recouvert par un sable en structure entrecroisée. L'altitude relative de la terrasse mesurée à la limite du talus est de 12 m entre la base du cailloutis et le fond de la vallée, ce qui porte la dénivellation globale à environ 16 m par rapport à la cote du creusement maximum.

Beaucoup plus nettement qu'en amont existent sur la rive gauche des éléments d'une nappe caillouteuse plus élevée signalée vers 80 m par J. GOSSELET (1913 a). A Lumbres, cette terrasse moyenne a pu être observée, fortement dégradée, lors d'un chantier au niveau de la confluence du Bléquin dans la vallée duquel le cailloutis de la basse terrasse se suit jusqu'à Bayenghem-lès-Seninghem où il se confond avec la nappe du fond du talweg (alt. 70) (+).

Après le coude de Lumbres qui est adapté au réseau oblique des failles (cf. 4e partie), les trois complexes de terrasses se développent sur la rive gauche dont la largeur passe de 2 à 3,5 km entre Wisques et Arques. Les talus sont d'autant mieux marqués et plus rectilignes que l'on descend vers la terrasse inférieure sur laquelle s'étire l'habitat linéaire de la vallée. Alors que les cailloutis des niveaux supérieurs sont subaffleurants, la couverture limoneuse weichsélienne de versant s'épaissit sur la basse terrasse où elle atteint plus de 5 m (fig. 118), du moins en amont de Blendecques car la butte culminante de la Garenne n'est guère tapissée que par le loess de couverture. En déterminant cette répartition topographique systématique des formations limoneuses qui est caractéristique de la zone occidentale, le relief de terrasses accuse ainsi des contrastes pédologiques qui se manifestent dans le paysage végétal et agricole (cf. les bois et les bruyères) et qui sont habituellement

(+) Une partie de ces observations a été faite avec R. LHENAFF et les étudiants du Laboratoire de Géomorphologie de Lille lors d'un stage de terrain en 1971 sur le territoire de la feuille de Desvres 1/50 000.

plus fondus ou même absents à ces basses altitudes. Dans le détail du modelé, ces contrastes interviennent jusqu'au fond de la vallée avec les petits vallons élémentaires très dissymétriques y compris au niveau de la basse terrasse.

Sur la rive droite les terrasses sont pratiquement absentes, sinon un lambeau de la basse terrasse à Esquerdes, jusqu'à Helfaut où la nappe supérieure domine directement la vallée par un versant escarpé (pente moyenne = 26 %) taillé dans l'Eocène et la craie. Ce n'est qu'entre Blendecques et Arques que le système étagé apparaît en rive droite, mais la vallée devient symétrique puisque le talus vigoureux de la basse terrasse (pente du segment maximum de la Garenne = 20 %) encadre la vallée. La dissymétrie tend même à s'inverser avec la présence du bas niveau de Malhove. Le talus du Neuffossé dont la dénivellation de 20 m avait nécessité la construction de 7 écluses au XVIII^e siècle, puis celle d'un ascenseur hydraulique au siècle dernier avant le creusement du canal à grand gabarit, est lié à la présence de la nappe de la basse terrasse. Mais celle-ci dont la base se situe vers +19 m, soit 8 à 9 m de moins qu'aux sablières d'Arques, semble se prolonger dans le Neuffossé de même que la moyenne terrasse, ce qui avait permis à A. BRIQUET (1905 b) d'établir la preuve de l'ancien drainage de l'Aa vers la Lys. Avec la formation de Malhove, la vallée actuelle de l'Aa recoupe donc le système antérieur. Mais avec une même direction générale d'écoulement le phénomène est déjà sensible entre la moyenne et la basse terrasse, ce qui aboutit à une dissymétrie inverse dans la dépression de Neuffossé.

Dans les vallées de la Lys et de ses affluents, la dissymétrie se limite aux niveaux supérieurs, mais disparaît avec la basse terrasse qui forme un vaste épandage dans lequel se sont creusés des talwegs secondaires. Le cas est surtout observable avec la Lys qui fait transition. Plus simple, le dispositif Clarence-Lawe montre seulement une légère dissymétrie et suggère que les

cours des deux vallées actuelles se sont individualisées tardivement postérieurement à l'épandage de la haute terrasse du Bois des Danes.

Au cours des quatre cycles principaux de creusement et l'accumulation, on constate donc un déplacement latéral et oblique de l'axe de la vallée, notable dans le cas de l'Aa, moins net pour les autres vallées. Cette comparaison permet d'apprécier l'importance des facteurs qui sont intervenus dans cette évolution. Les processus climatiques jouent un rôle dans la dissymétrie comme le montre l'étude des formations, l'accumulation présentant une pente générale dominante dans le sens du versant orienté vers le secteur E. Cette tendance à la dissymétrie qui accompagne à la fois le creusement et le dépôt est sensible à partir de la haute terrasse, ce qui fournit une indication de l'ancienneté du phénomène. Ce facteur morphoclimatique paraît cependant n'intervenir que secondairement, étant subordonné aux influences structurales caractérisées par un réseau de failles obliques qui limitent une série de compartiments basculés (cf. 4^e partie). Celles-ci commandent la direction des cours aussi bien au contact de la plaine de la Lys que du bassin de Saint-Omer. L'origine tectonique de ce dernier paraît probable (cf. J. MARIE, 1921), car ce bassin presque fermé, comportant uniquement une nappe de graviers de fond au niveau du chenal fossile de l'Aa, au demeurant mal connu par suite de la rareté des sondages (cf. J. SAILLON, 1913), ne peut en effet s'expliquer, comme son homologue de la Plaine de la Lys, par des processus purement fluviaux. Dans le cas de la Lys et de la Lawe-Clarence, dont l'écoulement est resté globalement identique, les changements de cours sont des phénomènes secondaires dus à une incertitude du drainage sur un cône d'accumulation, la diversification assez anarchique des talwegs de la bordure étant l'héritage récent de la phase du creusement maximum.

2 - 2. Caractères périglaciaires et datation des complexes de terrasses

Si le système des terrasses étagées est profondément influencé par les conditions structurales, il représente évidemment une morphogenèse périglaciaire typique, liée aux mécanismes climatiques des phases froides du Pléistocène.

Les dépôts fluviatiles sont constitués essentiellement de cailloutis de silex et de sables, en structure lenticulaire ou oblique (fig. 100) (cf. G. DUBOIS, 1926 d ; J. DE HEINZELIN, 1966), dont l'épaisseur très constante est de 2 à 4 m pour chacun des niveaux, malgré la pente transversale qui les affecte. Parfois s'intercalent des passées limoneuses brunâtres qui semblent correspondre à un arrêt momentané de l'écoulement. Dans la basse terrasse, une telle couche limoneuse ou sableuse divise assez régulièrement le cailloutis en deux unités (cf. J. LORIE, 1921). En outre, la basse terrasse d'Arques comporte deux nappes emboîtées, l'une dite de la Garenne (alt. 37-33), l'autre dite du Neuffossé (alt. 32-28) car elle tapisse le fond de cette dépression (G. PONTIER, 1909). Cette dénivellation ne se manifeste pas dans la topographie car le versant a été régularisé lors du dépôt des formations limoneuses. Celle-ci se réduisent sur le niveau supérieur au loess de couverture récent épais d'1,50 m environ (cf. carrière des Quatre Chemins, fle Saint-Omer 1/25 000 n° 2, x = 595,85 ; y = 336,6 ; z = 37). Par contre, sur le niveau inférieur les formations limoneuses atteignent 5 m de puissance avec le développement des dépôts weichséliens sous-jacents à l'horizon de Kesselt. Les deux niveaux de cailloutis se retrouvent sur la rive droite entre 30 et 20 m d'altitude, leur dénivellation paraissant augmenter. Le niveau inférieur apparaît au sommet du talus marqué qui sépare le Neuffossé de la vallée de l'Aa vers 19 m d'altitude. La pente qui en résulte doit cependant être réduite si l'on tient compte du fait que le gisement de rive gauche occupe une position de bordure et que les lits ont toujours une pente transversale notable. L'étude de la position des silex effectuée dans la carrière des Quatre Chemins montre que leur majorité sont inclinés vers le SW, conformément à la direction

de l'écoulement (cf. A. CAILLEUX et J. TRICART, 1963) qui était parallèle au dispositif topographique actuellement observable. Immédiatement au NW de cette carrière, une autre sablière située à la même altitude montre la bordure de l'accumulation fluviatile avec des chenaux anastomosés d'orientation générale SW-NE remaniant des paquets de sables landéniens cryoturbés.

La pente longitudinale, de l'ordre de 3 % que l'on peut calculer pour la base du cailloutis dans le Neuffossé, à partir des données fournies par les sondages de 1944 (fle Saint-Omer 1/25 000 n° 2, sond. B.R.G.M. 79 et suivants), se retrouve ainsi facilement en amont immédiat. On peut d'ailleurs noter que cette pente relativement forte existe aussi au niveau du creusement maximum de l'Aa et qu'elle n'est qu'atténuée à la surface de la vallée actuelle (fig. 10). Le cailloutis du Neuffossé paraît plonger régulièrement vers l'NE en direction de la Plaine de la Lys, l'axe du lit fossile présentant de larges ondulations. Les graviers ont pu être observés à la briqueterie Galanetz (fle Saint-Omer 1/25 000 n° 2, $x = 599,1$; $y = 336,1$; $z = 26$) (fig. 174, 176) sous une couverture limoneuse épaisse d'environ 3 m formée essentiellement par le loess de couverture weichsélien dont la base devient sableuse (éch. 283 : $> 50 \mu = 11,6 \%$; $50-20 \mu = 47,4 \%$; $20-2 \mu = 25,3 \%$; $< 2 \mu = 15,7 \%$). Ce dernier repose sur le cailloutis par l'intermédiaire d'un sable jaunâtre fin ($Md = 0,22 \text{ mm}$), bien classé ($Qd/P = 0,13$), remaniement éolien (30 % de ronds-nats à 0,5 mm) du Landénien, cryoturbé avec petits éclats de silex, englobant des lentilles de limon doux grisâtre. Le gravier divisé en deux séries par une passée limoneuse brun jaunâtre n'a qu'une épaisseur d'environ 3 m.

Les terrasses supérieures paraissent tout aussi complexes, mais leur analyse est plus délicate par suite des conditions de conservation plus résiduelles des dépôts, des remaniements sur les versants et des déformations en partie d'origine karstique lorsque les cailloutis reposent sur la craie comme à Hallines (fig. 100). Les

variations rapides d'altitude et d'épaisseur, sensibles avec le niveau de Longuenesse où le cailloutis subaffleurant se développe brusquement à proximité du talus bordier (carrière du cimetière, fle Saint-Omer 1/25 000 n° 2 ; $x = 593,9$; $y = 336,5$; $z = 71$), plus nettes encore avec le niveau supérieur d'Helfaut où les conditions de gisement et les caractères des formations permettent de distinguer au moins deux ensembles différents à la partie supérieure, dénivelés de 7 à 8 m (cf. J. BOUTRY et P. DOLLE, 1968), impliquent la présence de plusieurs nappes dans chaque terrasse.

L'évidence de cette complexité se confirme avec les nappes fluviatiles de la vallée de la Lys où la mollesse des versants régularisés peut donner l'impression d'une sédimentation selon une pente continue, en l'absence de coupes suffisamment nombreuses. La basse terrasse à Moulin-le-Comte, en amont d'Aire, comporte ainsi deux niveaux de cailloutis dont la base se situe à 31 et 26 m d'altitude, le fond de la vallée étant creusé jusqu'à environ 15 m. Ainsi l'altitude relative réelle de la basse terrasse est relativement réduite, de même que dans les vallées de la Lawe et de la Clarence, ce qui confirme le caractère particulier des données de l'Aa. Le versant de raccordement est lui même tapissé de cailloux remaniés en lits par les processus de pente à la base des limons. Ceci explique l'abondance des silex dans toute cette région qui se manifestent près de la surface dès que la couverture limoneuse s'amincit lorsqu'on s'élève en altitude (cf. J. GOSSELET, 1911 c, 1913 a). Un dédoublement avec talus intermédiaire fossilisé de quelques mètres a pu aussi être observé à la bordure de la butte du Bois du Féru (alt. 53), au SE de Chocques (Clarence), qui correspond à un élément de la moyenne terrasse.

Il paraît donc plus juste de parler de complexes de terrasse puisque chacune des grandes unités morphologiques semble au moins se dédoubler. Il s'agit d'un fait d'ordre général que l'on retrouve dans les vallées picardes (cf. F. BOURDIER, 1969) pour s'en

tenir à une comparaison proche. Une étude en cours (+) montre la même complexité au niveau de la basse terrasse de la Canche, un peu en amont d'Etaples.

L'ensemble des formations présente des caractères identiques de dépôts de phases froides. Les cailloutis sont constitués de silex gélifracés, éclats issus des rognons de la craie ou, plus rarement, galets éocènes. Ces derniers sont typiquement fendus dans le sens de la longueur. La proportion de silex cassés est de 74 % à 98 % dans la formation d'Helfaut, le maximum étant enregistré dans le gravier principal ; de 95 % dans la partie moyenne de la formation de Petit Brand à Hallines (J. DE HEINZELIN, 1966). A Arques (Quatre Chemins), dans le cailloutis de la basse terrasse, des valeurs de 85 % à 100 % ont été obtenues dans les graviers (pièces de longueur inférieure à 0,05 m), de 80 à 92 % dans les cailloutis plus grossiers (pièces dont la longueur est comprise entre 0,05 et 0,20 m). Cette importance constante de la gélifraction se manifeste à la briqueterie Galametz dans le taux élevé de l'indice d'aplatissement (fig. 174) (cf. R. PAEPE, 1964) qui en outre a tendance à diminuer avec l'augmentation de la taille ce qui est lié à l'abondance des petits éclats. Les dimensions du matériel varient cependant fortement selon les lits qui sont en général bien classés (fig. 175). Les plus gros silex ne dépassent guère 0,20 m dans leur plus grande dimension, ce qui résulte du calibre des rognons de la craie. Dans le groupe des pièces dont la longueur excède 0,02 m, les valeurs proches de 0,05 sont les plus représentatives. L'usure est par contre faible avec des valeurs dominantes de 50 à 150 pour l'indice d'émoussé, les fortes valeurs correspondant aux galets marins éocènes remaniés. La mesure de cet indice est d'ailleurs délicate et d'un intérêt limité par suite de l'importance de la gélifraction. Beaucoup de silex ont subi plusieurs usures successives séparées par des fractionnements comme le montre l'observation des patines. C'est le cas des éléments à patine jaunâtre, brunâtre ou rougeâtre

(+) A. TUFFREAU, J. SOMME et Groupe de Recherches Préhistoriques pour la région Nord-Pas-de-Calais.

qui sont plus abondants dans la formation d'Helfaut. Ils représentent cependant encore la moitié du lot des cailloux de la basse terrasse, un tiers étant constitué de silex à patine blanchâtre moins usés et le reste formé de silex frais. La faible proportion de ces derniers dans ce cailloutis plus récent montre bien que l'essentiel du matériel provient du remaniement des formations fluviatiles antérieures, de même que les sables issus des versants conservent les caractères marins de l'Eocène (cf. G. DUBOIS, 1926 d). Pour ces derniers, les effets des remaniements apparaissent surtout dans leurs aspects morphoscopiques. Ceci confirme l'importance des apports latéraux dans ces épandages fluviatiles périglaciaires (cf. J. TRICART, 1966).

Dans les formations fluviatiles, il n'existe pas de manifestations interglaciaires en dehors des altérations supérieures. La faune remaniée, absente dans les hauts et moyens niveaux, est particulièrement abondante dans la formation de la Garenne et du Neuffossé (G. PONTIER, 1907, 1908) où elle est surtout caractérisée par des espèces froides (E. primigenius, E. intermedius, Rh. tico-rhinus, etc.). C'est à Arques dans le cailloutis de la formation de Neuffossé qu'a été trouvé en place et quasi entier l'E. primigenius de type sibérien (G. PONTIER, 1909 ; 1911 ; 1914) qui se trouve conservé au Musée de Boulogne-sur-Mer. La faune malacologique d'Elnes, à Trichia hispida, Pupilla muscorum et Succinea oblonga, située à la partie supérieure de la formation de la basse terrasse entre deux graviers (J. BOUTRY, 1968), est caractéristique des loess. Des passées limoneuses jaunâtres s'intercalent d'ailleurs dans les formations fluviatiles à leur bordure (carrières des Quatre Chemins et de Longuenesse). Le sable fin qui surmonte le cailloutis à la briqueterie Galametz (éch. 284) montre dans son classement et sa morphologie une origine éolienne (fig. 175). Il appartient encore au complexe de la terrasse car la discontinuité et le hiatus stratigraphiques se situent au-dessus avec un cailloutis anguleux jalonnant le loess de couverture weichsélien. Une telle évolution

avec une sédimentation terminale plus fine où se manifeste l'influence éolienne a été observée dans la terrasse moyenne de la Mouze (A. PISSART, R. PÆPE et P. BOURGUIGNON, 1970). Elle peut être interprétée comme une manifestation des fluctuations climatiques à l'intérieur d'une phase froide qui se sont reproduites au moins deux fois lors du dépôt de la formation de Neuffossé.

Plus importante est la signification de l'enboîtement des nappes dans un même complexe de terrasse. Les descriptions de G. PONTIER montrent qu'avec un creusement de 5 m les deux formations de la Garenne et de Neuffossé se trouvent même légèrement étagées ; il en est de même à Moulin-le-Conte. Rien ne permet de penser qu'une phase interglaciaire sépare les deux stades car l'altération du cailloutis n'est pas différente dans les deux cas et la stratigraphie de la couverture limoneuse ne comporte que les termes de la séquence weichsélienne d'après les profils relevés par G. PONTIER (1908) à Arques et par J. GOSSELET (1913 a) à Esquerdes. La coupe d'Elnes (fig. 103) montre une stratigraphie complète des limons weichséliens sur 5 à 6 m d'épaisseur avec à la base le sol de Warneton sous son faciès typique de limon gris à Succinées reposant sur un limon brun rougeâtre cryoturbé. Latéralement l'altération se développe à la partie supérieure du cailloutis. La continuité de la stratigraphie permet de conclure qu'il s'agit du sol éénien qui remonte le long du versant où le loess saalien est bien conservé. Le complexe de la basse terrasse est donc totalement antérieur au Weichsélien.

En dehors de l'altération des cailloutis, au demeurant peu typique dans des formations siliceuses, qui ne fournit qu'une indication de chronologie relative, les éléments stratigraphiques de datation sont surtout fournis par la couverture limoneuse. Les données faunistiques (cf. G. PONTIER) se limitent aux bas niveaux. Quant aux trouvailles archéologiques (cf. G. COURTY, 1916 ; G. PONTIER, 1920, 1921 ; R. PREVOST, 1958 ; J.L. BAUDET, 1960, 1971 ;

J. BOUTRY, 1963 ; J. BOUTRY et P. DOLIE, 1968 ; J. BOUTRY, P. DOLIE et G. TIEGHEM, 1968 ; A. TUFFREAU, 1971), elles concernent surtout des pièces du Paléolithique inférieur, renaniées et roulées, dans les divers cailloutis. Il n'y a pas d'évidence de Paléolithique moyen et supérieur en dehors des loess couvrant la basse terrasse.

La séquence limoneuse piégée dans la poche d'Hallines (fig. 100) a permis de mettre en évidence un paléosol antérieur à l'Eemien et, par corrélation avec la stratigraphie de la zone orientale, attribuable à l'Holsteinien (cf. 3e partie). Le dépôt de cette moyenne terrasse est donc antérieur à un interglaciaire comparable à l'Eemien, ce qui permet d'avancer l'hypothèse d'un âge elstérien, le complexe de la basse terrasse se situant au Saalien. Pour la haute terrasse, les repères chronostratigraphiques manquent car le cailloutis est subaffleurant et sa rubéfaction résulte d'une évolution polycyclique. Il est logique de lui attribuer un âge cromérien car d'une part son altitude relative par rapport à la moyenne terrasse est du même ordre que celle qui sépare la moyenne de la basse terrasse, d'autre part les caractères périglaciaires du dépôt sont comparables à ceux des nappes inférieures. Les deux sols observés dans le remplissage de la poche de Rebecques qui se trouve en contrebas de la nappe supérieure de la vallée de la Lys confirmeraient cette datation. Cependant ce complexe supérieur doit pour des raisons morphologiques recouvrir une évolution longue concernant plusieurs phases glaciaires. La formation de Wisques ainsi que celle d'Upen pourrait ainsi dater de la première phase froide du Cromérien, voire du Ménapien pour les cailloutis les plus anciens. Il est en effet établi que le refroidissement est déjà nettement marqué lors de cette période finale du Pléistocène inférieur (cf. 3e partie).

Les terrasses de la Lys et des rivières artésiennes fournissent des données comparables. La basse terrasse ne comporte qu'une altération réduite avec localement un sol attribuable à l'Eemien développé dans un limon qui surmonte le cailloutis (ex. brigueterie

d'Annezin, près de Béthune) (cf. H. BERTCUILLE, 1963). Par contre le cailloutis de la moyenne terrasse est toujours fortement rubéfié. Si l'altitude relative de la basse terrasse est plus faible que dans la vallée de l'Aa, cela tient au moindre creusement du talweg. Pour le reste, la similitude est remarquable entre les divers systèmes de terrasse. Avec la Lys et ses affluents, on aurait affaire à un ensemble mieux conservé en particulier avec une véritable accumulation (6 à 10 m de cailloutis) qui se réalise à Aire, phénomène qui s'observe également, à une moindre échelle, au débouché de la Lawe et de la Clarence.

Cette datation plaçant le système des terrasses de la bordure artésienne essentiellement dans le Pléistocène moyen rejoint celle proposée par J. DE HEINZELIN (1966) à cette différence importante près que les phases morphogénétiques actives de l'évolution sont situées entièrement durant les périodes froides, qu'il s'agisse du creusement ou de la sédimentation. Les caractères stratigraphiques des terrasses (pente transversale, épaisseur relativement faible et constante des dépôts, emboîtement de nappes successives) montrent qu'il n'y a pas lieu de distinguer radicalement une phase de creusement d'une phase d'accumulation. Dans une même période froide, comme l'indique notamment la basse terrasse, l'évolution est beaucoup plus complexe et comporte plusieurs cycles. La constance de l'épaisseur, au demeurant réduite, de la formation fluviatile sur de longues distances montre qu'il s'agit d'un dépôt de transit plus que d'une véritable accumulation. Il représente surtout un stade de relatif équilibre morphoclimatique et doit se situer à la fin d'une phase pléniglaciaire si l'on en juge par le développement des conditions loessiques. En s'appuyant sur les conclusions tirées de la stratigraphie des formations de versant et de poche, l'activité morphologique la plus grande peut être placée dans les phases humides pléniglaciaires permettant une intense érosion thermique et un écoulement abondant à grande compétence. La complexité de chaque ensemble de terrasse rejoint celle qui paraît désormais établie pour les périodes glaciaires antérieures au Weichsélien (cf. 3e partie).

La dernière phase de l'évolution fluviatile que l'on constate achevée au Weichsélien a été marquée par l'individualisation définitive des vallées actuelles. Elle fait suite à une longue période de variation et d'incertitude du drainage. C'est en ce sens qu'il faut envisager les modifications du cours de l'Aa proposées par A. BRIQUET (1905 b). Cet auteur admet un ancien cours de l'Aa vers la Lys dont la formation du Neuffossé serait la dernière manifestation avant la capture réalisée au niveau du coude d'Arques par une rivière du Nord qui avait auparavant déjà capté la Haute Yser, cette évolution jalonnée par les diverses terrasses faisant suite à un drainage antérieur primitif des rivières s'écoulant vers l'ENE conformément à la pente de la plaine côtière émergée après le retrait de la mer pliocène diestienne, selon la théorie de J. CORNET. A. BRIQUET considère ainsi que l'écoulement de l'Aa vers la Lys n'a pu être qu'éphémère. J. LORIE (1921) nuance cette interprétation en admettant une bifurcation d'assez longue durée vers le NW et vers le SE dont le premier cours l'a emporté à la longue, étant le plus court, par conséquent le plus rapide ; il ne voit pas par contre la nécessité de concevoir une capture d'une rivière par l'autre car il s'agit de la simplification du réseau hydrographique pléistocène, préparant celui de nos jours. Pour R. PAEPE (1964, 1965), au contraire, le Neuffossé a servi jusqu'à une date tardive à l'évacuation des eaux de la Lys et des rivières artésiennes avant la subsidence de la Plaine de la Lys ; il montre que le cailloutis du Neuffossé n'a ni les caractères, ni l'épaisseur qui indiqueraient un écoulement de l'Aa vers la Lys. J. DE HEINZELIN (1966) date les formations d'Arques et du Neuffossé de l'Eemien, en envisageant que la vallée de l'Aa peut s'être poursuivie vers le N à ce moment, rejoignant la Peene, avant sa capture par la plaine maritime ; il semble ainsi ne pas retenir un écoulement de l'Aa par la dépression du Neuffossé, mais note cependant que "la sous-formation de Neuffossé s'abaisse progressivement en aval vers la Lys".

Le problème d'un ancien cours de l'Aa vers la Lys reste posé. Sa solution est dans la dépendance d'une connaissance précise de la stratigraphie des formations de fond du Neuffossé et de la région d'Aire-sur-la-Lys. Dans l'état actuel des données qui sont fragmentaires, l'hypothèse de J. LORIE, corrigeant celle d'A. BRIQUET, semble devoir être provisoirement maintenue. En effet, le cailloutis observé à la briqueterie Galanetz est typiquement fluviatile et ne peut avoir été mis en place que par un écoulement venant de l'W. Les travaux du canal de Neuffossé ont montré que la formation fluviatile présentait un pendage vers le SE, ce qui est en accord avec les sondages. Ceux-ci sont, au-delà du Pont de Campagne, les seules indications que l'on possède. Or ces coupes-foreurs fournissent des données assez vagues, parfois contradictoires, sur l'épaisseur du gravier qui est la question fondamentale (cf. R. PAEPE, 1964). Au Pont d'Asquin, des "cailloux et gros graviers d'alluvions" ont été enregistrés sur 7,50 m d'épaisseur, leur base se situant vers +15 m (J. GOSSELET, 1892 c), indication reprise par A. BRIQUET. D'autres sondages confirment cette profondeur, mais signalent un faciès caillouteux plus mince, sous une forte couverture limoneuse. Ce n'est qu'à partir de Wittes qu'existe l'assurance d'une épaisse accumulation caillouteuse. Or à ce niveau débouche le talweg de la Melde qui peut justifier cet apport important qui correspond à la zone de confluence avec la Lys. En amont la dépression de Neuffossé ne reçoit que la Longue Becque dont le talweg entaille l'Yprésien. La stratigraphie des formations du Neuffossé paraît donc complexe. S'il semble bien exister une nappe continue dans la dépression, les dépôts au niveau du creusement maximum s'y emboîteraient et se disposeraient selon une double pente qui apparaît dans la topographie actuelle à l'avantage du bassin de la Lys. Il ne s'agirait cependant que de la dernière phase de l'élaboration du relief du Neuffossé avant le dépôt de la couverture limoneuse weichsélienne.

Ainsi jusqu'à l'épandage du cailloutis de la basse terrasse, les cônes d'accumulation limités à la bordure artésienne

avaient tendance à rester coalescents, comme le montre le système de la Lys et de ses affluents. La dépression du Neuffossé, dont le caractère tectonique est prouvé par son étroite adaptation au réseau de failles, a servi d'axe de drainage à la limite de la zone de dépôt. On peut admettre avec J. LORIE une bifurcation de l'Aa par cette dépression, favorisée par la subsidence de la Plaine de la Lys. Il faut rappeler qu'un tel type de dépression existe également à l'état fossile au S de la plaine. L'accumulation de la région d'Aire correspond à cette zone de contact tectonique. Comme le montrent les données profondes de la Lys du bas pays, l'ensemble du système de la basse terrasse avec la formation de Neuffossé et le creusement intermédiaire résulte d'une évolution morphologique antéweichsélienne. J. GOSSELET (1913 a) avait d'ailleurs relevé qu'au niveau de Berguette le versant de la basse terrasse (alt. 25) était recouvert par, outre la terre à briques et l'ergeron, un limon fendillé et un limon panaché à points noirs qui correspondent au faciès des loess anciens.

Cependant le véritable écoulement de l'Aa se situait vers le N car il n'est pas concevable d'envisager que le relief de la région audomaroise résulte d'une évolution toute récente, le plus souvent attribuée au Pléistocène récent (A. BRIQUET, 1907 a ; J. DE HEINZELIN, 1966 ; J. BOUTRY, 1968). La similitude des systèmes de terrasse de l'Aa et des vallées artésiennes plaide pour une évolution parallèle jusqu'au stade de la basse terrasse. La vallée de l'Aa diffère par un creusement final un peu plus important et un colmatage plus faible. La nappe de Malhove peut ainsi être corrélée avec les formations de fond de la vallée de la Lys à Aire qui se situent à la même altitude. Dans leur évolution, la dissociation entre les systèmes de l'Aa et de la Lys se place donc encore au Saalien. Contrairement à la Lys, le colmatage ne l'a pas emporté dans la vallée de l'Aa, ce qui implique l'intervention de facteurs particuliers où se conjuguent les influences néotectoniques, le rôle d'une rivière plus importante et la proximité d'un niveau de base plus déprimé.

Le problème du cours de l'Aa doit être en effet envisagé en tenant compte de l'évolution de la région occidentale, actuellement proche de la plaine maritime.

2 - 3. Evolution ancienne du réseau hydrographique

La région du Houtland bordière de la plaine maritime est la seule qui permette de tenter une reconstitution de l'évolution du réseau hydrographique antérieurement à un Quaternaire relativement récent. Elle possède en effet des épandages caillouteux couronnant les collines qui, comme ailleurs, ne correspondent plus aux vallées actuelles ("diluvium des hauteurs" : J. GOSSELET, 1893 g, 1913 a, 1920 a ; A. BRIQUET, 1905 b ; J. LORIE, 1921 ; A. BONTE, 1955 b), mais indiquent assez clairement d'anciens écoulements.

Ces cailloutis de silex s'étendent principalement entre 90 et 50 m selon une décroissance générale de l'altitude d'W en E. Ils forment une vaste traînée au N de la Flandre intérieure, jalonnée par la butte d'Eperlecques (94-76 m), le mont de Watten (72 m) et la ligne d'interfluve de Merckeghem (61-50 m) qui sépare la vallée de l'Yser de la plaine maritime. Un autre chapelet important se concentre sur les buttes de la partie S du Houtland (région de Lyndesercus) qui culminent entre 75 et 60 m, dominant notamment la dépression du Neuffossé. La crête de la bordure yprésienne comporte des témoins plus isolés vers le NW. Les autres gisements sont beaucoup plus isolés sur les sommets (70 à 60 m) des collines intérieures (ex. : Balenberg, à l'W de la Peene Becque). Ces éléments caillouteux, formés essentiellement de silex, ont été interprétés comme les témoins de l'ancien écoulement des cours d'eau conséquents, établis selon le plan de la surface "diestienne" (cf. J. CORNET, 1904). J. GOSSELET (1913 a) ne retient qu'une seule phase d'accumulation dont il rend surtout responsable l'Aa, alors que A. BRIQUET (1905 b) et J. LORIE (1921) distinguent plusieurs niveaux traduisant les modifications successives du cours de l'Aa et de la Hen, la vallée de l'Yser étant un reste de l'ancien drainage SW-NE tronqué à l'amont.

Par contre, A. BONTE (1955 b) abandonne l'hypothèse fluviatile et propose de voir dans le "limon rouge à silex" une vaste nappe d'épandage.

Ces témoins caillouteux, observables en abondance à la surface des buttes culminantes dans la mesure où la couverture limonneuse est réduite ou pratiquement absente, se présentent en fait avec des caractères de structure et de composition très variables et ils ne peuvent être tous traités sur le même plan. Si certains ont des aspects typiquement fluviatiles, beaucoup d'autres sont des formations associées aux limons et liées à des processus aréolaires.

Parmi les premiers se classent les gisements de la Forêt d'Eperlecques et de Watten. Les observations d'ailleurs difficiles ne peuvent plus guère être faites que dans l'ancienne ballastière de la forêt (alt. 75 m). La formation épaisse de 2 à 3 m (cf. J. GOSSELET, 1914) repose sur l'Yprésien, contact qui n'est plus visible. Le cailloutis est formé de silex cassés à arêtes émoussées, les plus gros ayant une longueur qui atteint la vingtaine de cm, de fragments de grès ferrugineux et de galets entiers ou éclatés. Ce matériel constitué essentiellement de silex est comparable à celui des formations de Wisques et d'Helfaut ; les pièces sont cependant plus usées que dans ce dernier cas. De vastes lentilles de sable grisâtre (éch. 17) séparent les dépôts caillouteux dont la matrice est argilo-sableuse (éch. 16). Il s'agit de sables moyens ($Md = 0,2$ à $0,3$ mm) assez bien classés ($Qd\varphi = 0,5$) comportant une proportion notable de ronds-nats (30 %) dans la fraction grossière alors que les émoussés luisants sont abondants dans la fraction fine. Les mêmes caractères se retrouvent dans la formation du Mont de Watten, épaisse de 3 à 4 m où se trouvent remaniés des fossiles du Turonien et de l'Yprésien supérieur (G. DUBOIS, 1920 a). Au-delà, la même formation n'aurait plus que 2 m d'épaisseur vers Merckeghen (J. GOSSELET, 1914), mais est toujours caractérisée par une relative abondance de galets, critère noté par J. LORIE (1921) pour rattacher ce dépôt à la nappe supérieure de la bordure artésienne.

Dans le S du Houtland, la surface des buttes culminantes est parsemée de cailloux (cf. J. GOSSELET, J. LORIE) qui occupent une altitude semblable, mais en chapelet. Une récente étude de terrain (P. LELEU, 1966) accompagnée de sondages superficiels a montré que ce critère était trompeur. Dans de nombreux cas, il s'agit d'éléments remaniés dans une matrice argilo-sableuse. Cependant il existe des cas où le dépôt présente des caractères fluviatiles nets, sous la couverture colluviale précédente ou loessique. Ce fait a pu être observé sur les buttes du Romarin (alt. 65) et du Croquet (alt. 71). La formation, épaisse de 1,50 à 2 m, rubéfiée, comporte des lits alternés de gravier et de sable grossier ou fin, gris verdâtre à taches ferrugineuses. Les cailloutis sont constitués uniquement de silex cassés en majorité bien émoussés, avec une proportion notable de galets tertiaires ("yeux de crapaud" en particulier), disposés à plat. J. LORIE (1921) a tenté une classification selon l'importance relative des galets, mais la répartition semble assez aléatoire, en dehors d'une plus grande fréquence dans la région d'Ebbilinghem. L'analyse granulométrique des lits caillouteux du Croquet (P. LELEU, 1966) montre qu'il s'agit d'éléments surtout petits ($M_d = 16$ et 17 mm) les plus gros atteignant une longueur de 60 mm. Les sables sont fins ($M_d = 0,24$ à $0,31$ mm) et bien classés ($Q_d\varphi = 0,3$ à $0,4$). Les grains émoussés-luisants ne dépassent guère 30 % et sont relayés dans la fraction grossière, plus détritique, par des émoussés-mats. Ces caractères joints à la présence de glauconie prouvent qu'il s'agit d'un remaniement direct des sables éocènes. Ce type de gisement en place n'occupe qu'une faible superficie, beaucoup d'éléments caillouteux étant remaniés dans les limons (Moulin-Fontaine, le Crinchon, W de Sercus).

Si les formations du Houtland méridional ont été mises en place à l'origine par des processus de ruissellement, elles se différencient nettement des accumulations de terrasses de la bordure artésienne. Il est possible de concevoir qu'elles correspondent à la partie aval d'un épandage venu du S. Il s'agit en effet d'un faciès limité à la marge méridionale de la Flandre intérieure, couron-

nant en particulier la crête de l'escarpement yprésien qui a évolué et reculé au fur et à mesure de l'enfoncement des rivières artésiennes. L'importance des silex émousés et des galets dont certains proviennent de la base du Landénien ou de l'Yprésien les rapprochent des cailloutis de la nappe supérieure de l'Aa et de la Lys. Géométriquement, une pente de 3 à 4 % les sépare, soit le double de celle observée dans les terrasses inférieures. Cette pente traduit la déformation due au soulèvement artésien dans une proportion qui ne peut être établie. Ces formations d'épandage n'ont pu se déposer que dans des conditions relativement calmes, ce qui exclut le passage d'un important cours d'eau qui serait par exemple l'ancêtre de l'Aa ou de la Lys. Elles représentent l'un des premiers stades quaternaires des accumulations issues de l'Artois.

La traînée d'Eperlecques et Watten implique par contre un écoulement plus puissant et organisé. Pour des raisons altitudinales, le niveau de Watten a parfois été corrélé avec la moyenne terrasse de même que les dépôts précédents (J. LORIE, 1921). En fait ce critère ne peut être retenu car le dépôt est plus éloigné du haut pays. Les caractères de la formation la rattachent à la nappe supérieure. Elle serait alors liée à un ancien écoulement de la Hen dont elle prolonge la direction vers l'Yser (cf. J. GOSSELET, A. BRIQUET), et constituerait ainsi sous une forme schématique la formation corrélative d'une phase importante de l'évidement de la boutonnière du Pays de Licques.

Dans cette hypothèse, un important changement de drainage a affecté la Hen, mais surtout l'Aa qui recoupe la colline entre Eperlecques et Watten, créant une dénivellation de 70 m, et même de près de 90 m si l'on tient compte du creusement maximum. A. BRIQUET (1905b) envisage que cette "capture" s'est effectuée en plusieurs stades, la partie amont de l'ancienne Yser, conforme à l'écoulement primitif, ayant d'abord été détournée vers le N. Cet auteur trouve la preuve de ce cours tronqué dans la largeur anormale de la vallée

de la Haute Yser actuelle (Becque de la Reine), dans l'existence d'un seuil à moins de 30 m déprimant l'escarpement yprésien, dans la présence d'un gravier associé à ce seuil et se continuant dans le talweg de l'Yser. Une seconde capture aurait ensuite affecté l'Aa qui s'écoulait alors vers la Lys. Dans les deux cas, le phénomène qui s'est produit alors que les rivières se situaient vers 35 m d'altitude, serait dû à un fleuve hypothétique localisé à l'emplacement de la Mer du Nord, selon l'idée de A. RUTOT (1897). A. BRIQUET (1907a) proposera ensuite un âge würmien pour la capture de l'Aa. C'est également au Dernier Glaciaire que J. DE HEINZELIN (1966) place la capture de l'Aa, mais effectuée directement par la "cluse" de Watten, cette rivière devant ultérieurement rejoindre la Peene.

La reconstitution de ces anciens écoulements reste fort hypothétique, en l'absence de formations caractéristiques. Contrairement à l'explication de A. BRIQUET, il est plus simple d'imaginer que l'Aa formait l'amont du bassin de l'Yser, mais à une date ancienne du Quaternaire ce qui explique que le relief actuel n'indique plus clairement la localisation de ce drainage primitif sinon par quelques témoins d'épandages très remaniés (Forêt de Clairmarais, Balenberg). Le problème de la vallée de l'Yser demande par contre à être envisagé de plus près car le gisement marin d'Herzeele se situe presque à l'altitude du talweg et fournit donc un repère chronologique fondamental pour l'évolution régionale. La formation d'Herzeele indique que, dès avant cette transgression marine, la vallée avait acquis à peu près sa configuration actuelle. Ceci montre l'importance du creusement régional réalisé au plus tard à l'Elstérien. L'antériorité peut être même plus grande eu égard à la complexité du gisement qui a révélé plusieurs phases marines (cf. 5e partie). Cette hypothèse stratigraphique trouve un appui dans les données du relief de la vallée. En effet l'altitude relative de la formation de Watten-Merckeghem n'est que d'une vingtaine de mètres et il n'existe en contrebas qu'une esquisse de basse terrasse proche du fond actuel, le talweg fossile étant au demeurant peu profond. On en arrive ainsi à la conclusion

que la vallée de l'Yser représente un témoin, à peu près conservé, d'une évolution fluviale ancienne qui se place entre la fin du Pléistocène inférieur et l'Elstérien, soit essentiellement au Cro-nérien.

Il paraît donc établi que le drainage de l'Aa par Watten était réalisé dès cette période ancienne du Pléistocène moyen. Ce changement dans l'organisation du réseau hydrographique est lié au fait paléogéographique majeur qui est la modification de la configuration du bassin de la Mer du Nord méridionale. Cette conclusion est en accord avec celle tirée de l'étude des formations marines pléistocènes. A Coulogne, la base du dépôt marin pléistocène indique que le creusement avait atteint au moins la cote -5. (cf. 5e partie). Dans l'évolution de l'Aa en aval de Saint-Omer, le creusement l'a constamment emporté ce qui doit sans doute s'expliquer en particulier par la faiblesse de la charge en matériaux grossiers dans une zone de substrat éocène. Des replats situés vers 15-18 m entre Saint-Omer et Millam ont été interprétés par A. BRIQUET comme des éléments d'une terrasse intermédiaire entre la vallée de l'Yser et le lit actuel de l'Aa. Ils ne portent cependant pas de dépôts caractéristiques (ex. Saint-Momelin). Il faut rappeler que les formations fluviales deviennent fines au-delà de la bordure crayeuse et que les possibilités de conservation de ces dépôts sont faibles. La vallée de l'Aa paraît donc bien illustrer une situation commune à toutes les vallées issues du haut pays et se prolongeant dans le bas pays qui est de comporter une succession de tronçons semblant mal se raccorder car leur évolution est commandée par les facteurs locaux, notamment morphostructuraux, qui l'emportent dans l'explication du modelé. La vallée de l'Escaut ne fait qu'apparemment exception à cette règle puisqu'elle se développe jusqu'à Valenciennes dans une région structuralement homogène.

La reconstitution de l'évolution des vallées actuelles ne peut être menée en-deça d'une période qui se situe à la charnière du Pléistocène inférieur-Pléistocène moyen. Cela apparaît d'ailleurs comme une donnée générale à l'ensemble du bassin franco-belge (cf. R. TAVERNIER, 1948, 1954 b) et traduit un changement paléogéographique majeur dans le Quaternaire. Toute reconstitution antérieure du tracé du réseau hydrographique et de son évolution (cf. J. CORNET, 1904 ; J. DE HEINZELIN, 1963) devient donc hypothétique en l'absence de dépôts corrélatifs évidents. C'est le cas des formations caillouteuses à silex qui se rencontrent sur les sommets des collines aplaties du bas pays, entre 70 et 40 m d'altitude, dont l'origine fluviale, autrefois généralement admise, après une attribution plus ancienne au "Diestien" (J. GOSSELET, J. LORIE, G. DUBOIS, A. ERMEL), est bien discutable (R. TAVERNIER, R. PAEPE). Dans la région française, il s'agit dans la plupart des cas de formations associées aux limons (ex. Sainghin-en-Weppes, fig. 101). Leur fréquence est surtout notable au S des Monts de Flandre (J. LORIE, 1921) et dans le Ferrain (G. DUBOIS, 1925 b ; 1928 b).

C'est dans la partie septentrionale de cette dernière région, à proximité de la vallée de la Lys, que l'abondance des dépôts caillouteux est la plus grande et que des gisements possèdent une structure franchement fluviale. Les nombreuses observations qui ont pu être faites autrefois (E. CHELLONNEIX, 1875 b ; J. ORTLIEB, 1875 a ; J. ORTLIEB et E. CHELLONNEIX, 1879 b ; J. GOSSELET, 1883 a, 1920 a ; DUCAMP, 1894 ; G. DUBOIS, 1928 b) ont montré que le matériel formé de galets variés de silex et de grès ferrugineux provenait du remaniement des formations tertiaires. Les silex sont essentiellement constitués de galets marins dont proviennent également la plupart des éclats. Les empreintes de fossiles identifiables sur les grès se rapportent à l'Yprésien (Panisélien) et au Lutétien. Ces données se retrouvent avec le matériel du cailloutis de Sainghin-en-Weppes (fig. 101) qui ne diffère de celui d'Halluin (fig. 89) que par une proportion importante de débris de l'Yprésien inférieur, ce qui s'explique par sa position sur le Landénien.

Contrairement à celui du Weppes, le cailloutis d'Halluin conserve localement une structure nettement fluviale qui, compte tenu de la grossièreté du matériel, ne peut correspondre qu'à un écoulement important. Cette observation avait été faite par G. DUBOIS qui rattachait ce dépôt, particulièrement bien conservé au Nouveau Monde (fig. 89), à un niveau alluvial d'altitude 45 m représenté également au Triez Cailloux et au Colbras (fle Halluin 1/25 000 n° 7-8). Cette série de gisements, qui correspond d'ailleurs structuralement à la base du faciès sableux yprésien, s'ordonne parallèlement au cours de la Lys. Il est donc possible d'y voir une ancienne accumulation fluviale développée en cône au débouché d'un ancien drainage du Ferrain qui pouvait prolonger la Deûle. Les éléments caillouteux, surtout constitués de grès ferrugineux d'origine yprésienne peu usés, associés aux limons anciens, qui parsèment les buttes supérieures (alt. 60 m environ) ne permettent plus une telle interprétation et se rattachent à des processus d'érosion aréolaire.

La mise en place du cailloutis d'Halluin dont l'altitude relative est de l'ordre de 50 m, si l'on tient compte du creusement maximum de la vallée de la Lys, se place dans un Quaternaire ancien, peut-être contemporain des premiers épandages pléistocènes de la bordure artésienne. Il s'agit en tout cas des rares témoins de la morphogenèse antérieure à l'évolution qui a abouti à la formation de la Plaine de la Lys. Leur localisation à la fois au niveau de la terminaison N de cette plaine et de l'axe des Monts de Flandre confirme le rôle de charnière tectonique joué par ce dernier.

Conclusion.

La morphologie liée aux vallées actuelles rassemble donc essentiellement des héritages du Pléistocène moyen et supérieur. La part de l'évolution weichsélienne est d'ailleurs réduite, puisqu'en dehors de la zone bordière du haut pays, cette phase s'est soldée surtout par un colmatage des talwegs dont le creusement maximum était

acquis antérieurement. Résultat d'une histoire relativement tardive, totalement dissociée de celle qui avait marqué la charnière plio-quaternaire, qui reste de ce fait problématique, la morphologie des vallées est dominée par une discontinuité dans le temps et dans l'espace, ce que montre bien la localisation étroite des terrasses à la bordure du bas pays.

On comprend ainsi que le conevas morphologique régional soit commandé directement par la structure avec, à l'image de cette dernière, une juxtaposition de panneaux, ce qui lui donne d'ailleurs son unité dans les limites mêmes du domaine étudié. Ce plan s'estoupe quelque peu avec le grand système hydrographique de l'Escaut, mais la rareté de formes fluviales anciennes ne permet pas de reconstituer une évolution saccadée alors même qu'il s'agit d'un vieil organisme, comme le prouve l'âge de la couverture loessique qui couvre non seulement les plateaux mais envahit aussi les vallées affluentes. Ainsi se retrouve la distinction entre les domaines occidental et oriental du Nord.

L'ancienneté du creusement maximum de même que la complexité et la multiplicité des cycles fluviaux cadrent mal avec une chronologie classique qui paraît trop simple et qui ne donne qu'un caractère indicatif aux datations proposées, conclusion qui rejoint celle tirée de l'étude des formations limoneuses. C'est en particulier le cas pour la notion de Saalien qui doit recouvrir au moins deux périodes froides et qui représente une longue tranche du Quaternaire moyen, particulièrement décisive dans l'évolution morphologique régionale en liaison avec l'avancée maximum de l'inlandsis nord-européen dans le bassin de la Mer du Nord (+).

(+) Une étude récente de W.H. ZAGWIJN (1973) confirme la complexité de la séquence saalienne aux Pays-Bas qui montre la présence de deux phases tempérées (Hoogeven Interstadial et Bantega Interstadial) entre le Holsteinien et la moraine saalienne, la première, bien que semblant relativement courte, ayant rang d'interglaciaire.

CHAPITRE 3

LES VERSANTS

En dehors d'une partie du haut pays qui a été l'objet d'autres travaux (P. PINCHEMEL, 1954), les versants de la région du Nord sont surtout caractérisés par leur forme rectiligne et leur faible pente (cf. fig. 4). Ils sont aussi le plus souvent fortement couverts par des dépôts qui, en dehors des loess typiques, indiquent un transport des matériaux sur la surface du versant, y compris sur les parties culminantes qui ne sont d'ailleurs jamais vraiment planes. Ce modelé typique de plaines est le résultat d'une longue évolution au cours du Pléistocène pendant laquelle le relief a été fortement modifié. Les versants actuels, immunisés lorsqu'ils sont laissés dans leur état naturel, sont hérités de la morphogenèse périglaciaire où la mobilité des matériaux se manifeste encore sur des pentes très faibles, inférieures à 1 %. Les versants couverts du bas pays fournissent ainsi des données pour comprendre l'évolution du modelé. Cette région basse n'est d'ailleurs pas un domaine particulier puisqu'elle comporte un certain relief contrasté où l'on retrouve, avec les vallées asymétriques, des aspects morphologiques

de plateau. L'intérêt est alors de préciser les modalités de la morphogenèse dans une gamme de roches formées par le substrat argilo-sableux et crayeux et par la couverture à dominante limoneuse. L'importance de cette dernière et sa complexité stratigraphique en font l'une des composantes lithologiques dans lesquelles ont évolué les versants. Cette couverture de formations corrélatives traduit la succession des phases et la complexité des processus.

Pourtant les données, relativement abondantes pour la dernière période glaciaire, deviennent plus minces pour les époques plus anciennes, que cela soit dû à l'absence de dépôts correspondants ou aux difficultés des observations profondes. C'est bien là un problème général qui consiste à tenter de reconstituer une longue évolution du modelé du substrat à partir de formations qui ne sont corrélatives que d'une série de phases récentes et partielles de cette histoire. Pour ne pas rester insoluble, le problème des origines doit être traité par analogie, avec la prudence que cela exige. Il faut donc partir du bilan weichsélien, à la fois parce qu'il est le mieux connu stratigraphiquement, qu'il représente un cycle d'érosion-sédimentation élémentaire du Pléistocène et qu'il révèle une différenciation régionale déjà établie dans la paléogéographie antérieure.

1 - Les versants à faible pente

Les versants rectilignes à pente faible ou très faible (pente inférieure à 6-10 %) sont les plus représentatifs des plaines du Nord (fig. 4). Ils donnent au modelé régional un style commun qui traduit d'emblée le rôle dominant joué par les facteurs climatiques. Avec la gamme de roches assez simple composant le substrat, les différences lithologiques n'interviennent que secondairement pour nuancer la forme de versants qui se distinguent régionalement en fonction de la paléozonation climato-sédimentaire, de l'importance du creusement des talwegs et de la durée de l'évolution attestée par la stratigraphie des formations.

Dans le pays de Weppes, le versant occidental de la vallée de la Deûle fournit un exemple du type le plus répandu dans les plaines du Nord, couvert et en faible pente. Par son orientation, il éclaire déjà la dynamique de son homologue des vallées asymétriques. Développé dans l'argile yprésienne compacte et dans les sables landéniens, il a valeur synthétique puisqu'il s'agit des deux faciès du substrat Cécène, tout en permettant de mettre en évidence surtout les mécanismes morphoclinatiques puisque cette structure différenciée et monoclinale ne se manifeste pas dans le versant qui est simple et rectiligne (fig. 65, 66, 92, 121).

La pente moyenne du versant entre le fort d'Englos (alt. 49) et le fond plat de la vallée de la Deûle (alt. 19) est inférieur à 1 % (J. SOMME, 1966). La convexité sommitale et surtout la concavité basale sont réduites de telle façon que le versant est essentiellement constitué par un segment rectiligne en très faible pente. Sa forme est donc du type convexe-rectiligne-concave qui est un cas dont la fréquence a déjà été soulignée dans la région et qui pour cela représente une forme théorique tout aussi générale, sinon plus, que le profil simplement convexe-concave (P. MACAR et R. FOURNEAU, 1960). Les "sections droites" (cf. A. PISSART, 1962) ont été aussi mises en évidence par G. SERET (1963) qui a montré en Famenne l'importance occupée par les pentes de 1 à 2 %. Ce type de formes a été décrit d'une façon générale en Belgique sous le terme de glacis périglaciaire (cf. P. MACAR, 1969). Dans le cas du versant de la vallée de la Deûle et de ses homologues, on peut distinguer la forme par l'expression de versant-glacis, en lui donnant un sens purement descriptif, pour la distinguer des glacis proprement dits développés en contrebas d'un relief plus marqué, mais il ne s'agit pas d'une opposition car existent des formes de transition.

Le type de versant représenté par l'exemple du Weppes est caractéristique des plaines du bas pays à substrat aussi bien crayeux qu'argileux et sableux, en dehors des collines du Houtland. Il pénètre d'ailleurs dans le modelé de ces dernières par l'intermédiaire

de la partie aval du versant doux des vallées asymétriques. On le retrouve également dans le Mélandois où les pentes sont particulièrement faibles (fig. 6) et à la bordure de la région crayeuse où il passe parfois latéralement à la basse terrasse (fig. 118). Les facteurs lithologiques ne sont donc pas un élément de différenciation principal.

Ce modelé n'est pas dû à un enpâtement vers le bas du versant par le dépôt du loess de couverture. En effet celui-ci présente une épaisseur à peu près constante à Lomme, à Lambersart ou à Sequeudin (fig. 86, 67, 83). La présence continue du sol postglaciaire dont le profil est conservé sous l'horizon cultural indique clairement qu'il s'agit d'un versant totalement hérité du Weichsélien supérieur dont date le matériau originel non décalcifié en profondeur. Il faut rappeler que, pour ces raisons, la distinction d'un limon de lavage à la base de tels versants n'a aucun fondement. La bande périglaciaire cartographiée sur la feuille géologique de Lille (P. SANGNIER, 1968) souligne simplement la dissymétrie de la vallée et suggère l'envahissement du fond du talweg par des faciès de versant.

Le loess de couverture se présente sous un faciès typique de dépôt éolien (cf. 3e partie), sans structure litée qui traduirait un certain transport au niveau de la surface. Il s'agit donc d'un manteau qui a fossilisé un versant ayant acquis antérieurement sa géométrie. Celle-ci peut être fixée au niveau de l'horizon de Kesselt, horizon marqueur de la stratigraphie qui recoupe les dépôts antérieurs sous la forme d'un glacis d'érosion jalonné par une ligne de cailloux (silex et Yprésien) avec fentes de gel. La constance de ce niveau dans la stratigraphie régionale des formations superficielles même lorsqu'elles sont réduites en épaisseur montre bien qu'il s'agit d'un fait morphologique majeur dans le modelé des versants. Il faut d'ailleurs rappeler que ce niveau représente déjà un bilan d'une évolution complexe puisque souvent les grandes fentes de gel plus tardives s'y ouvrent directement. La présence locale, comme à Lambersart, de deux limons de couverture dont l'inférieur est à la fois lité, hydromorphe

et cryoturbé montre la complexité de la phase initiale du Weichsélien supérieur. Cette phase n'a cependant fait que confirmer l'aplanissement antérieur. On peut conclure d'une façon générale que, si la surface du versant actuel se trouve surélevée par l'épaisseur du loess, sa forme est essentiellement un héritage de la fin du Weichsélien moyen, c'est à dire globalement d'une période plus humide.

Les formations sous-jacentes au loess de couverture sont au contraire corrélatives des phases les plus dynamiques de l'évolution du versant. Elles ont en commun de présenter une structure litée et une texture limono-sableuse à sablo-argileuse, traduisant la répétition de microcycles d'érosion-sédimentation, ce qui justifie morphologiquement dans la basse région occidentale la bipartition de la séquence weichsélienne. Il a été montré que l'horizon de Kesselt ne représentait que le dernier des principaux stades de cette évolution dont le bilan sédimentaire apparaît relativement mince à Lambersart puisqu'il équivaut à celui du Weichsélien supérieur pour une période plus longue.

Si l'accumulation augmente vers le bas du versant, le phénomène est surtout dû à l'épaississement des formations limono-sableuses litées. Cela est sensible au forage Secret de Lomme (fle Lille 1/25 000 n° 6; x = 648,2 ; y = 327,15 ; z = 21,5 ; n° D.R.C.M. 182; cf. J. LADRIERE, 1885) où le "limon à veinules de sable grossier" atteint 3,5 m pour une puissance totale de Weichsélien de l'ordre de 10 m. Cet épaississement a été observé de même à la briqueterie de Sequedin (fig. 83). Ce faciès de versant du Weichsélien moyen envahit progressivement le fond de la vallée comme dans la région sablo-limoneuse belge (cf. R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967). Il s'agit du dernier stade d'un phénomène qui se marque plus généralement dans l'épaississement global de la couverture quaternaire dont la base est antéweichsélienne. La forme du versant au niveau du substrat est donc plus différenciée (fig. 92).

Ce changement peut être acquis sur une distance relativement courte comme le montre le profil de la briqueterie de Lomme qui se situe en haut du versant. La surface de l'Yprésien plonge rapidement vers le NE avec une pente moyenne de 3 %, mesurable dans la partie de la coupe où il affleure, alors que la pente est quasi nulle au niveau de la base du loess de couverture. Une évolution du même ordre s'observe à la briqueterie de Bailleul (fig. 80) où le contraste topographique existant avec la surface de l'Yprésien se trouve fortement atténué à la fois sur le versant (comparaison entre les parois N et S) et dans l'axe du vallon (paroi N). Ce dernier exemple montre d'une façon simple que le phénomène de l'accumulation dû aux formations antérieures au loess de couverture est général à l'ensemble de la topographie.

Cette évolution s'est faite, dans le cas du versant de la vallée de la Deûle, au cours d'au moins deux périodes glaciaires et de multiples cycles internes à chacune d'elles qui jouent un rôle aussi important, par l'établissement de glacis successifs en pente de moins en moins forte. Cette séquence évolutive peut se rattacher à l'équiplanation si on met l'accent sur le remblaiement qui a réduit de près de moitié l'énergie du relief de la région depuis le creusement maximum des talwegs.

La complexité des phases d'érosion-sédimentation révélée par la stratigraphie montre que dans cette longue évolution interviennent de multiples processus et qu'il n'est pas possible de définir ce type de versant en faisant appel à une dynamique simple. Le faciès des formations limono-sableuses litées, particulièrement typique à Lambersart, est révélateur de cette complexité. Leur signification a d'ailleurs une valeur générale puisque, comme cela a été montré précédemment (cf. 3e partie), ces formations sont représentatives d'une catégorie de dépôts de pente lités ("rhythmically stratified slope waste" de J. DYLIK, 1960 ; dépôts périglaciaires stratifiés de versant de R. RAYNAL, 1970) dont la famille comporte

une gamme s'étendant des limons à doublets aux grèzes litées. Le faciès de Lambersart occupe une position moyenne dans cet éventail par ses textures et ses structures. Chaque microcycle du dépôt implique la succession de processus périodiques dominants différents : gélifluxion laminaire des limons éoliens lités sans doute piégés dans la couverture neigeuse, ruissellement diffus ayant mobilisé les sables, qui présentent parfois des microstructures entrecroisées, et quelques cailloux (silex ou Yprésien), déflation avec ouverture des petites fentes et cryoturbation. Les déplacements de masse jouent aussi un certain rôle puisque les fentes sont toujours déformées dans le sens de la pente (cf. J.S. GODZDZIK, 1967) et que certaines couches indiquent l'intervention plus importante de la gélifluxion sous une forme épisodique. Le complexe des formations litées appartient donc plutôt au groupe des "deluvia" de la classification génétique des dépôts de pente de M. PECSI (1969), avec intercalations de faciès plus proches des "gelisolifluxia".

S'il est nécessaire de privilégier un processus, c'est le ruissellement qui doit être mis en avant (cf. J. DYLIK, 1969 ; P. MACAR, 1969), sous ses diverses formes d'ailleurs, car des chenaux liés à des écoulements plus concentrés et ensuite colmatés se rencontrent dans le complexe des formations litées, le cas extrême étant fourni par le profil de la briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle (fig. 77). Il y aurait ainsi convergence avec les formations litées correspondant à d'autres conditions climatiques (cf. R. RAYNAL, 1970).

Ces dépôts qui sont corrélatifs de la phase optimum de plation du versant sont liés comme le prouve la stratigraphie à des conditions pléniglaciaires qui ne semblent que moyennement froides seulement si on les compare aux péjorations climatiques qui ont entraîné l'ouverture des grandes fentes. Ces derniers horizons ne diffèrent d'ailleurs des autres niveaux que par le hiatus stratigraphique qu'ils représentent. Leur importance est de ce fait plus grande car ils marquent les principales phases de l'évolution généralisée du

versant alors que les petites sous-unités intermédiaires ont une signification plus locale. Le glacis du Pléniglaciaire inférieur traduit le changement important intervenu dans le style des versants, ce qui justifie du point de vue morphoclimatique la coupure stratigraphique de J. LADRIERE. Les formations litées de la période pléniglaciaire humide paraissent surtout liées, à la fois au ruissellement de fonte de la couverture neigeuse (cf. Y GUILLIEN, 1964) dont les modalités peuvent être variées au cours du cycle saisonnier (cf. A. PISSART, 1967), et au gel permanent du sol à faible profondeur. Ce dernier semble une condition nécessaire pour expliquer l'absence d'incision (J. TRICART, R. RAYNAL et J. BESANCON, 1972) et la faible couche de matériel mobilisé à chaque phase ainsi que la conservation des strates meubles sous-jacentes. L'efficacité du ruissellement de fonte a été discutée à partir d'expériences sur modèle sableux au bénéfice de l'érosion pluviale (J. DE PLOEY, 1971 a, b). Les données stratigraphiques impliquent cependant bien des conditions pléniglaciaires avec neige, ce qui justifie l'appellation de nivéo-éolien et nivéo-fluviatile pour ces formations. Comme il est évident que plusieurs processus sont intervenus d'une façon cyclique dans la mise en place du complexe, il est possible de retenir l'expression synthétique de gélipluvionivation (M. PECSI, 1966) pour l'ensemble des formations sous-jacentes au loess de couverture.

Dans ce système morphoclimatique, les processus éoliens jouent un rôle important. Le dépôt ne représente qu'un bilan de phases d'érosion-sédimentation dont la périodicité reste indéterminée, mais qui évoque des microcycles loessiques. R. PAERE (1968a, 1971a, 1972) a montré que le ruissellement concentré perdait peu à peu son efficacité au cours du Weichsélien dont l'évolution climatique paraît ainsi continue, les chenaux s'évasant en même temps que leur profondeur diminue alors que parallèlement s'accroît la part des phénomènes éoliens attestée notamment par la médiane des dépôts. Ces faits se vérifient dans la zone limoneuse occidentale, en particulier dans la granulométrie et la morphoscopie des formations (fig. 73, 84, 87, 90, 98). Les formes

de ravinement sont bien marquées à la base de la série weichsélienne avec le complexe des sables et graviers (fig. 69, 79, 81, 86, 103). Plus haut dans la stratigraphie, y compris à la base du loess de couverture et dans la zone orientale, les chenaux peuvent encore exister, mais leur forme devient ample (cf. fig. 94). Cette évolution progressive marquée par l'accroissement des phénomènes éoliens est un phénomène général en Europe (cf. J. DEMEK, 1969 c).

Une évolution identique s'est produite au cours du Saalien. La coupe de Lambersart est de nouveau particulièrement intéressante car elle montre un faciès de formations limono-sableuses litées datant du Saalien, comparable à celui du Weichsélien. Une érosion notable imputable au début de la période glaciaire (fig. 69) a enlevé une grande partie d'un loess sableux qui surmonte ces formations, lesquelles se disposent selon une pente très faible identique à celle de leurs homologues weichséliennes. Ceci prouve que la forme du versant était déjà acquise à cette époque sous l'influence de processus identiques. L'ancienneté et l'héritage de la forme se trouvent ainsi établis en l'absence du sol interglaciaire qui en de nombreux autres endroits permet d'établir la même conclusion. On doit penser qu'une bonne partie du matériel sableux weichsélien résulte du remaniement de dépôts antérieurs prélevés à l'amont.

Une dernière observation peut être faite concernant les relations du matériel de la couverture quaternaire avec le substrat. En dehors des limons, les dépôts sont essentiellement constitués de sables où se retrouvent les caractères du Tertiaire (cf. fig. 97). L'argile yprésienne qui forme le substrat de la partie supérieure du versant de la Deûle est absente des formations quaternaires sinon sous la forme de petits galets d'argile et de débris de concrétions associées aux silex et aux grès éocènes dans les horizons grossiers. Cette situation est observable alors même que le Weichsélien repose directement sur l'argile yprésienne (cf. Louve, fig. 86). Cette argile compacte se comporte donc comme les autres éléments résistants que

l'on retrouve dans la fraction graveleuse. Il faut faire appel à d'autres exemples pour compléter cette analyse, le façonnement du versant de la Deûle au niveau du substrat ne pouvant être réglé à partir des indications fournies par les sondages. On peut cependant conclure d'après les faciès de la couverture que ce type de versant largement répandu dans le bas pays à substrat yprésien est directement lié au transport et au dépôt de sables caillouteux d'abord (base du Quaternaire), de sables ensuite, et de sables et limons enfin, ces derniers devenant de plus en plus importants au sommet de la stratigraphie. Il faut rappeler que le dépôt d'un loess typique ne paraît avoir concerné que le Weichsélien supérieur dans la zone basse occidentale, ce qui s'accorde avec l'image d'une évolution continue et progressive du versant.

Le versant de la vallée de la Deûle est un type régional parmi les versants en faible pente si on considère la nature lithologique de la couverture. Une morphologie semblable se réalise cependant sur substrat crayeux lequel intervient dans la composition des formations. Un autre élément différentiel est constitué par l'âge de l'évolution qui résulte de l'analyse stratigraphique. Ce facteur qui peut être local a cependant aussi une dimension régionale. On est ainsi amené à distinguer des sous-types évolutifs dans un même type de formes.

Le Mélantois fournit l'exemple de versants-glacis en très faible pente développés sur substrat crayeux dont l'évolution est essentiellement weichsélienne. La couverture quaternaire peu épaisse est en effet constituée uniquement de formations limoneuses datant de la dernière période froide, loess de couverture et limons sableux issus du remaniement du tuffeau landénien (fig. 90). La pente moyenne du versant où a été édifiée la Cité Scientifique (fle Lille 1/25 000 n° 7) qui aboutit vers le N à la vallée de la Marque est inférieure à 1 % (0,8 entre les altitudes 45 et 25). Celle du versant méridional

du petit vallon asymétrique de Sainthin-en-Mélantois (fig. 177, 178) n'atteint pas 1,5 % ; le segment maximum est seulement plus marqué (3,3 %) que dans le cas précédent, créant une légère convexité sommitale. Au niveau du substrat, la forme du versant est à peine différent car la couverture réduite ne s'épaissit qu'à proximité de la vallée. Sous le loess de couverture peu important (1 à 2 m) n'apparaissent que des formations litées sablo-limoneuses à granules de craie peu épaisses, qui passent graduellement à la craie altérée (fig. 177). La même stratigraphie a été reconnue en sondages au N de Seclin, à l'emplacement de la zone industrielle actuelle. A la Cité Scientifique d'Annappes, les formations sont un peu plus épaisses (4 à 6 m) par suite de l'existence d'un limon sableux verdâtre lité sous le loess de couverture. Ce dernier existe sporadiquement en liaison avec la présence proche de témoins landéniens. Ainsi d'une façon générale, les versants du Mélantois ont une couverture peu épaisse jusqu'à leur base, ce qui a été confirmé par l'observation des coupes du chantier de la nouvelle université littéraire à Flers.

Les versants en pente très faible du Mélantois se distinguent de ceux du Weppes, outre la nuance morphométrique (fig. 6), par un caractère d'accumulation nettement moins marqué et par l'âge weichsélien relativement récent de la couverture. En effet les formations sous-jacentes au loess de couverture sont des faciès synchroniques des formations limono-sableuses litées du Weichsélien moyen. Il y a d'ailleurs passage latéral des dépôts à granules de craie au limon sableux lité. L'âge de ce complexe est prouvé par sa superposition au sol de Warneton à Seclin (+). Les formations à granules de craie représentent donc un dépôt de transit, corrélatif de l'érosion de la surface crayeuse, qui a précédé la fossilisation par le loess de couverture.

Ce faciès typique de la région crétacée du Nord montre que sous des conditions climatiques pléniglaciaires à alternances périodiques marquées, avec forte activité éolienne, les craies pures, aussi bien sénonienne que turonienne, qui ont d'ailleurs des caractères

(+) Coupe fortuite ayant mis à jour un gisement paléolithique, en cours d'étude par A. TUFFREAU et A. LEROI-GOURHAN.

physiques proches (cf. 2e partie), ont été mobilisées par l'érosion sous la forme de débris homométriques (taille d'ordre centimétrique), plus ou moins éoussés. La matrice est soit purement limoneuse, soit sablo-limoneuse, le litage devenant plus net dans ce dernier cas. Les faciès de boue crayeuse sont toujours absents. Il faut noter que ceux-ci n'ont été observés sous une forme importante dans les formations anciennes de la région du Nord qu'à Sangatte uniquement, avec les premiers dépôts qui fossilisent la plage pléistocène correspondant à la fin de l'interglaciaire et au début de la phase froide (cf. 5e partie; fig. 131). Dans cette coupe, le faciès à granules avec lits limoneux en très faible pente concerne la stratigraphie pléniglaciaire qui accompagne le changement de style du versant fossile. La mobilisation de ce type de débris est donc caractéristique de la cryoclastie des craies durant les phases froides (cf. J. TRICART, 1952). La position stratigraphique des formations à granules dans la séquence weichsélienne montrent qu'elles correspondent à des conditions climatiques précises réalisées lors du Pléniglaciaire moyen, ce qui fournit un modèle pour l'interprétation des dépôts analogues datant de périodes quaternaires antérieures. Si l'on compare cette donnée stratigraphique aux résultats de gélifraction expérimentale comme cela a été fait en Normandie (J.P. LAUTRIDOU, 1970), il se confirme que cette phase climatique optimum pour l'évolution des versants est caractérisée par des alternances humides et sèches avec petit nombre de cycles gel-dégel.

Un autre exemple de glaciaire d'ablation comparable à celui du Mélandois est fourni par la petite plaine développée au SE de Douai entre les collines sableuses de l'Ostrevent, où le profil de la carrière de Cantin (fig. 103) montre sur la surface crayeuse altérée rectiligne une faible couche sablo-limoneuse à granules, cryoturbée comme à Noyelles-Godault, surmontée par le loess de couverture dont elle est séparée par l'horizon de Kesselt. Ces versants crayeux très faiblement couverts, si l'on fait abstraction du manteau loessique, correspondant davantage à une forme de dénudation fossilisée. Cela tient à leur âge tardif dans le Weichsélien moyen. Mais ils ne sont pas génétiquement différents de la phase d'aplanissement représentée par les

formations limono-sableuses litées du Weppes qui s'inscrit dans la couverture. Dans la zone occidentale crayeuse, la faiblesse de cette dernière est liée à la fois à la nature du substrat et à la pauvreté en apports loessiques des phases antéweichséliennes. A la bordure artésienne où se développent de vastes versants-glacis identiques aux précédents (Gohelle), des cas intermédiaires se réalisent lorsqu'existent des loess weichséliens moyens et anciens plus épais où les granules de craie sont à l'état dispersé (Bully-les-Mines). Ces loess lités à granules montrent bien l'importance des processus éoliens associés à la cryergie et à la nivation. Il apparaît donc que dans la couverture de formations qui commande directement la forme du versant (cf. J. TRICART, 1957 ; R. SOUCHEZ, 1966), l'élément essentiel n'est pas constitué par les débris crayeux qui doivent disparaître rapidement sous l'effet de la microgélivation, mais par la matrice ou les couches limoneuses d'origine éolienne. En cela, les plaines crayeuses du Nord se distinguent de celles de Champagne, empâtées par la grève (cf. J. TRICART, 1952), ce qui correspond à la différenciation des provinces périglaciaires dans le cadre d'une zonation climato-sédimentaire plus large concernant l'Europe du NW. Dans cette régionalisation, les phénomènes éoliens constituent un critère fondamental (cf. J. SOMME, 1974).

Les versants rectilignes en très faible pente sont caractéristiques des plaines du bas pays. Dans le reste de la région, les pentes moyennes tendent à s'accroître (fig. 4) et le profil devient plus différencié. Sa forme générale reste cependant du type convexe-rectiligne-concave, les sections droites étant toujours le fait dominant, même dans les grands versants structuraux du Haut-Artois. C'est dans la région orientale que s'opèrent le plus lentement les transitions à la fois en raison de l'homogénéité lithologique du substrat et de l'importance des loess, la topographie actuelle résultant d'ailleurs d'une longue évolution à l'intérieur de cette couverture.

A Marly (fig. 70), le schéma d'évolution fourni par la coupe avec le faciès caractéristique des formations limoneuses litées est comparable à celui des versants du bas pays de la région lilloise. Au niveau du profil, la pente est très faible, inférieure à 1 %. Dans une texture purement limoneuse, les mêmes structures révèlent l'identité des processus climatiques. Le faciès des dépôts du Pléniglaciaire moyen de Marly qui s'apparente à celui des loess à doublets justifie l'unité de la vaste famille synchronique des formations à litage périodique qui correspond au clinax de la dernière période froide (J. DYLIK, 1969). C'est en effet avec cette unité lithostratigraphique que se parfait l'aplanissement du versant au cours d'une multitude de cycles ponctuée par la présence de niveaux de fentes à Nassboden dont l'horizon de Kesselt marque le dernier stade. Plus nettement encore que dans la région occidentale, la coupe de Marly montre que cette évolution est circonscrite étroitement à l'intérieur du Pléniweichsélien moyen. En effet, le limon gris (sol de Warneton), peu épais, épouse le profil de la surface du sol de Rocourt avec lequel il forme un complexe unique comme l'avait bien noté J. LADRIERE. Les formes de ravinement, exploitant les grandes fentes du Pléniglaciaire inférieur, comme cela se confirme dans la coupe de Marcoing (fig. 71), sont comblées progressivement par un limon brunâtre de gélifluxion (couche 5 de Marly), après le dépôt duquel s'établit le régime des glacis successifs des formations litées typiques. Ce type d'évolution, qui a abouti par accumulation à l'aplanissement d'un relief légèrement plus différencié que l'on observe au niveau du complexe Warneton-Rocourt, est un fait général. Il a pu être observé en divers endroits du chantier de l'autoroute A 2, notamment : au NE de Saultain (fle Valenciennes 1/25 000 n° 4, x = 689,2 ; y = 296,4 ; z = 56) où la dorsale landénienne du Roleur (cf. J. CARTIGNY, 1971) et les vallons éniens se trouvent fossilisés ; au SW de Valenciennes (fle Valenciennes 1/25 000 n° 3 ; x = 681,6 ; y = 293,9 ; z = 44) où le léger festonnement du versant actuel de rive gauche de l'Escaut n'est qu'un très faible reflet d'une dépression saalienne colmatée ; au S de Graincourt-les-Havrincourt (fig. 85) où d'amplés ondulations

observables au niveau du pédocomplexe l'arneton-Rocourt ont totalement disparu dans la topographie actuelle. A la briqueterie de Viny (fig. 79) qui occupe actuellement une position d'interfluve, les limons weichséliens qui contiennent aussi le faciès typique des formations litées nascent totalement une vaste dépression complexe, comblée par des formations de ruissellement (cf. P. DOLIE, 1965, 1969), qui peut avoir une origine karstique. Ces exemples montrent au passage que l'évolution au cours de la dernière période froide a abouti à une simplification de la topographie et du réseau des vallons.

Contrairement aux plaines du bas pays flamand, le bilan de l'évolution weichsélienne reste cependant relativement réduit car l'accumulation de la dernière période froide ne fait en général que confirmer un modelé établi aux périodes antérieures. La preuve en est fournie par la présence quasi constante des limons anciens avec paléosols superposés qui ont joué à chaque stade un rôle protecteur en fonction de leur argilisation et créé un obstacle à des processus périglaciaires moins actifs que dans la région occidentale en fonction de la zonation climatique. Rares sont les faciès de formation weichsélienne comportant des éléments crayeux ou sableux, ce qui montre qu'à ce stade l'érosion n'a plus concerné le substrat. Des exceptions existent cependant qui ont été méticuleusement notées par J. LADRÈRE. C'est en particulier le cas de certains versants raides des vallées asymétriques liés souvent à des accidents structuraux, notamment le versant N du ravin Warnelle. Dans le Valenciennais, en même temps que les formations weichséliennes tendent à s'épaissir sur les versants doux, le faciès de limon à granules de craie redevient plus fréquent (ex. : versant de rive gauche de l'Ecaillon à Vendegies-sur-Ecaillon).

La morphologie des versants de la zone orientale représente donc globalement un héritage plus ancien qui au maximum remonte au début du Pléistocène moyen. A La Longueville (fig. 78), la série de paléosols superposés plongent vers le fond du talweg. Cette ancienneté est d'autant plus grande qu'on s'élève vers l'amont du bassin

oriental de l'Escaut, en raison de la faiblesse de l'érosion linéaire dans les vallons secondaires. Celle-ci se manifeste vers l'aval créant un modelé à l'intérieur de la couverture limoneuse. A cela s'ajoute la zonation paléoclimatique mise en évidence dans l'étude stratigraphique qui a entraîné une évolution au Pléistocène récent plus importante à l'approche du Bas pays. Les formes et les faciès du Valenciennois et du Bas-Artois appartiennent à cette zone de transition.

L'originalité des plaines du bas pays caractérisées par des versants en très faible pente résulte donc de la conjonction d'une série de facteurs favorables. Aux conditions climatiques qui paraissent avoir été constamment plus humides et ont permis une évolution active des versants jusqu'au Weichsélien dont le bilan est de ce fait décisif, s'ajoute l'ancienneté du creusement maximum des vallées qui a entraîné la stabilité du niveau de base. La platitude de la vallée de l'Yser est l'exemple de cette longue évolution, attestée par le gisement d'Herzele, alors même que la couverture pléistocène est mince. Enfin la faible amplitude des déformations structurales a favorisé le développement de glacis qui coïncident parfois presque avec les plans lithostratigraphiques du substrat. Ce facteur particulier s'applique notamment à la surface crayeuse. Le bilan de l'histoire tectonique fait que la surface infralandénienne dont le pendage est faible offre à l'érosion un plan de travail dont la pente était d'avance adaptée aux mécanismes périglaciaires. On mesure ainsi tout à la fois l'importance du dégagement de cette surface et la faiblesse du modelé du Mélantais et de la Gohelle dont les plaines sont parmi les plus parfaites du Nord.

2 - Les glacis

Le bas pays possède cependant quelques versants plus différenciés. Si nous laissons provisoirement de côté les vallées asymétriques pour fonder l'analyse sur des cas simples, le talus bordier de la Plaine de la Lys peut être retenu comme exemple. Rappelons qu'il s'agit d'un versant nettement marqué dont la pente du segment maximum atteint 18 % (10 °) entre les altitudes 35 et 25 à Prêmesques, mais qui garde sa netteté lorsque la pente s'atténue (3,5 % à Aubers). En effet à son pied se développe un véritable glacis (1 à 0,2 %) qui se prolonge avec la plaine de la Lys (fig. 11) dont la pente tombe à une valeur infime lorsque l'altitude moyenne devient inférieure à 18 m, mais qui présente pourtant une double inclinaison générale vers la partie centrale.

La présence du glacis se confirme au niveau du substrat qui est constitué par l'argile compacte yprésienne en dehors de la zone anticlinale d'Ennetières où le sable landénien est sous-jacent au Quaternaire. Celui-ci n'est épais que de 2 à 3 m et augmente brusquement de puissance à mi-distance de la Lys (fig. 123). Dans ce dispositif qui est d'origine tectonique, l'érosion n'a fait que modeler une forme qui s'apparente à un cryopédiment (cf. T. GZUDEK et J. DEMER, 1970) si ce n'est la faible pente du glacis inférieur. Des formes semblables ont été ainsi définies en Belgique (P. MACAR, 1969), avec des pentes parfois très faibles (0,4 %) comme dans la vallée du Démer (F. GULLENTOPS, W. MULLENDERS et M. COREMANS, 1966).

Au sommet du talus dont la pente n'est que d'environ 0,5 %, on observe la stratigraphie des versants du Pays de Weppes avec une couverture weichsélienne de quelques mètres (loess de couverture et formations limono-sableuses litées, sable et graviers) (cf. Prêmesques, fig. 81). A proximité du talus, les dépôts sous-jacents au loess s'amenuisent et même l'argile yprésienne devient subaffleurante. A Aubers où la pente est plus faible, le loess ne se maintient qu'avec

0,50 m d'épaisseur avec à sa base une couche d'Yprésien soliflué intercalée entre deux niveaux de cailloux disposés à plat (silex, galets, débris yprésiens). On constate à Prénèsques comme à Ennetières la même stratigraphie sur les versants des petits vallons qui indentent le talus.

Au pied du talus, sur le glacis, l'Yprésien soliflué n'est recouvert que par 1,20 m d'un limon sablo-argileux (éch. 260 et 250, fig. 88). Au contraste topographique correspond donc un contraste lithostratigraphique. Le fait important est la présence sur le glacis d'une couche d'argile solifluée qui peut atteindre 1 m et être confondue avec l'Yprésien en place. Sa nature remaniée est prouvée par sa structure et l'existence d'une couche sableuse qui la sépare de l'Eocène (cf. R. PAEPE, 1965 c).

L'argile yprésienne particulièrement compacte (cf. 2e partie) n'a pu être mobilisée sur le versant qu'après un émiettement préalable dû au gel. A beaucoup d'égards, les profils de son sommet ressemblent à ceux de la craie, à cette différence que les débris sont plus aplatis. Ces petits "galets d'argile" ont une longévité remarquable puisqu'on les retrouve associés aux silex dans les niveaux détritiques des formations quaternaires. C'est en particulier le cas dans les dépôts inférieurs à Prénèsques (fig. 81), Aubers et Quesnoy-sur-Deûle (fig. 77). Ils représentent l'une des formes sous laquelle l'argile a été transportée sur le versant. Il est notable que le faciès de sable à galets d'argile se retrouve également à la base des sables marins d'Herzeele où il provient des formations du versant continental ancien (fig. 141). Il faut donc tenir compte pour cette roche d'une gélifraction et pas seulement d'une destruction par le gel de la cohésion colloïdale. Le comportement morphologique de l'Yprésien inférieur doit sans doute s'expliquer par ses caractères particuliers, texturaux ($70 \% < 2\mu$ et encore $50 \% < 0,5\mu$, fig. 34) et minéralogiques (montmorillonite et illite) (cf. J. TRI-CART, 1967). L'argile ne se prête pas directement à la gélifluxion,

mais après une désagrégation préalable par le gel. Elle présente ainsi beaucoup de similitudes avec la craie. La morphologie structurale des argiles de la série tertiaire franco-belge résulte de cette aptitude à la formation de glacis et à la conservation de pentes relativement fortes (G. DE MOOR, 1963 ; J. MOYERSONS et J. DE PLOEY, 1969 ; M.C. VANMAERCHE-GOTTIGNY, 1967 ; M.C. VANMAERCHE-GOTTIGNY et A. PIS-SART, 1966).

Cela se manifeste avec la bordure de la plaine de la Lys dont l'origine est tectonique. Il s'agit cependant d'une forme ayant évolué en fonction des conditions lithologiques de l'argile. Des facteurs secondaires liés à la présence de bancs durcis constitués par une "siltite ferrifère et calcareuse à ciment argileux" (C. CAVELIER), observables en particulier à la briqueterie d'Aubers, peuvent concourir à renforcer la résistance locale de l'assise.

La gélifluxion est intervenue d'une façon notable au pied du talus du Weppes, sans que pour autant d'ailleurs ce processus soit responsable uniquement du façonnement du glacis yprésien qui se trouve recouvert d'une couche sableuse mise en place par ruissellement. L'argile solifluée, de même que le glacis peu couvert sont des phénomènes liés à la proximité du talus, sans doute tardifs qui peuvent s'expliquer par une décharge d'eau due à la fonte du pergélisol.

Au-delà, la plaine de la Lys se présente comme un glacis d'accumulation dû essentiellement au ruissellement ainsi que l'indiquent les faciès de Deulémont, Frelinghien, Nieppe et Quesnoy-sur-Deûle (fig. 77, 103). Cette dernière coupe montre qu'il ne s'agit pas seulement d'un ruissellement diffus puisque d'amples chenaux à tourbe froide attribuables au Weichsélien moyen s'entrecroisent au cours d'une série de cycles où se manifeste progressivement l'influence éolienne. Pour être isolé, cet exemple qui peut être lié aux conditions particulières de la proximité du talweg de la Deûle n'en prouve pas moins la complexité des processus durant les phases pléni-glaciaires. L'aplanissement généralisé au niveau des grandes fentes

qui est un fait général confirme par contre l'importance morphologique de ces hiatus de la stratigraphie. Après le long colmatage d'une topographie plus différenciée, la plaine actuelle de la Lys est donc un héritage de l'accumulation nivéo-éolienne de la fin du Weichsélien, l'activité morphologique y ayant été plus tardive que sur les versants environnants. En cela elle se rattache aux grandes vallées des zones sableuse et sablo-limoneuse de Belgique et des Pays-Bas.

Dans le Haut-Artois et le Haut-Boulonnais, des glacis localisés se développent au pied des escarpements structuraux. Les modèles simples d'évolution des versants du bas pays éclairent la genèse de ces formes élaborées dans un contexte topographique beaucoup plus différencié.

L'escarpement bordier du Boulonnais avec sa banquette cénomano-albienne (cf. Ph. PINCHEMEL, 1954) en fournit un exemple qui se retrouve sous une forme plus simple ou ébauchée dans les boutonnières élémentaires de l'Artois. Le front crayeux (P. LOCOGE, 1970) (fig. 180) présente un profil convexo-rectiligne dont la pente moyenne est de l'ordre de 36 % (20°) avec affleurement du Turonien moyen. Après une légère concavité dans le Turonien inférieur, un glacis légèrement concave, dont la pente moyenne est de l'ordre de 2 à 3 %, recoupe la craie cénomanienne, l'argile du Gault et les sables albiens (fig. 51). Ph. PINCHEMEL note que cette banquette se développe d'une façon variable à travers cet ensemble lithologique différencié et correspond surtout aux argiles du Gault "qui tiennent lieu de couche dure" ; il l'interprète finalement comme un niveau cyclique conservé grâce à un privilège de la structure.

Les données fournies par les versants du bas pays qui ont montré la similitude du comportement géomorphologique de la craie et de l'argile permettent de comprendre la genèse de ce glacis. Il faut rappeler en effet que la craie cénomanienne de la province occidentale

présente des caractères physiques et chimiques qui la rapprochent du Sénonien et du Turonien supérieur (cf. 2^e partie ; J. POLVECHE, 1960) et que le Gault possède un faciès comparable à celui de l'argile d'Orchies. Le glacis n'est couvert que par une mince couche (1 m au plus) de formation à granules de craie dont le litage s'accuse et la matrice limoneuse devient plus importante à la partie inférieure. En même temps que ce dépôt granuleux s'amincit, il est recouvert progressivement par le loess typique du Weichsélien supérieur. Il s'agit donc d'une couverture pléniglaciaire récente comparable à celle des versants crayeux peu couverts du bas pays. Elle marque le dernier stade du façonnement de ce glacis d'ablation qui a évolué par recul parallèle du front turonien. À la partie supérieure de ce dernier, les poches de dissolution ancienne sont brusquement recoupées et il faut penser que les sables et les silex géolifracés qui parsèment le glacis et s'accumulent dans les vallons adjacents proviennent de la bordure du plateau.

L'intérêt de la coupe de Longueville (fig. 51) est de montrer, grâce à l'existence de vastes carrières ouvertes sur le flanc d'un petit vallon qui entaille le glacis et qui aboutit à la dépression d'Henneveux, la présence d'une stratigraphie ancienne avec un paléosol limoneux panaché recouvrant des formations litées argilo-sableuses et des sables empâtant des blocs d'argile albienne géolifluée. Ces derniers réapparaissent à la base de la mince couverture limono-sableuse récente. À la partie inférieure, une pédogenèse pléistocène s'est surimposée dans un vieux sol tropical wealdien. Ces formations quaternaires qui se développent sur plusieurs mètres (P. LOCOGE, 1970) ont parfois été attribuées au Wealdien (cf. 2^e partie).

Il apparaît donc que ce glacis est une forme ancienne développée dans l'argile du Gault et ultérieurement entaillée par le réseau des vallons dont le creusement date d'une phase assez reculée du Pléistocène moyen si l'on en juge par la présence de deux paléosols bien développés dont le dernier paraît antérieur à l'Emien par comparaison avec le sol conservé dans une stratigraphie typique du

Pléistocène récent à l'ancienne briqueterie de Brunembert (fle Desvres 1/25 000 n° 2 ; x = 568,7 ; y = 325 ; z = 85). Mais le modelé du glacis actuel, d'ailleurs surbaissé par rapport à la butte résiduelle (fig. 51 : point 4) où l'Albien altéré affleure, résulte d'une évolution qui s'est continuée jusqu'au Weichsélien.

Des formes semblables de glacis plus ou moins développés se retrouvent au pied des escarpements crayeux des autres boutonnières élémentaires. Leur importance est en relation avec la dimension des dépressions et les conditions structurales qui ont permis à l'érosion des vallées d'atteindre la craie cénomaniennne et l'argile albienne. Ils ont en commun outre leur forme légèrement concave à pente atténuée, succédant plus ou moins brusquement au segment maximum du talus dénudé, de posséder une mince couverture de formations à granules de craie s'épaississant et se chargeant de limon vers l'aval. Dans le pays de Matringhen, un glacis de 500 à 1000 m de large se développe sur le Cé-
nomanien avec une pente moyenne de 3 % en contrebas du talus turonien dont la déclivité est comprise entre 30 et 40 %. La largeur du glacis est d'autant plus grande que la pente du segment maximum est plus forte. Comme dans le Boulonnais, le glacis se trouve perché au-dessus du réseau de talwegs, centré sur celui de la Lys dont les bas versants sont dissymétriques.

La forme est encore mieux réalisée dans le Pays de Licques où les escarpements limitrophes ainsi que les buttes isolées sont bordés par des glacis identiques recoupant le Cénomanien et l'Albien et aboutissant le plus souvent directement aux talwegs dont le cours actuel se situe au niveau du substrat, localement jurassique (Hem à l'W de Rebergues). Comme dans le Boulonnais, l'existence de quelques lambeaux de cailloutis fluviaux dégradés permet de penser que les glacis se sont élaborés antérieurement en relation avec ces lits anciens. Mais le matériel de transit qui les recouvre actuellement est purement weichsélien.

En se fondant sur la même répartition des formations superficielles, on peut observer toutes les formes de transition entre les glacis typiques et les vallées asymétriques où le versant raide tombe directement sur la vallée. Cette séquence traduit en partie l'âge plus ou moins ancien du creusement des dépressions, car elle est également dans la dépendance des accidents structuraux, les nouveaux levés géologiques ayant mis en évidence un réseau de fractures dense qui commande le tracé des reliefs (cf. fle Desvres 1/50 000 en préparation ; P. LOCOGE, 1970 ; fig. 170) et de l'orientation des versants, l'exposition au secteur W correspondant au développement le plus net des glacis. Cette dernière relation, de même que celle associant des formes de glacis au phénomène de la dissymétrie des vallées, a été mise en évidence dans le S de l'Angleterre où elles ont été interprétées aussi comme des cryopédiments (H.M. FRENCH, 1973).

Un modelé de glacis se développe également à la bordure faillée de l'Artois dont l'ampleur est en relation avec les conditions structurales. La forme est bien réalisée en Gohelle au pied de l'escarpement de la faille de Marcueffles. De Givenchy au Monument canadien de Vimy (fle Arras 1/25 000 n° 3-4) un petit chemin creux permet d'escalader le gradin de faille. De forme convexe-rectiligne, sa pente moyenne n'est que de 8-9 % entre 70 et 145 m, mais le segment maximum (100-130 m) atteint 20 %. Par une légère concavité, le versant tombe sur un vaste glacis très faiblement concave (1 à 0,5 %), à peine ondulé par d'amples vallons à fond plat, qui est totalement recouvert de loess reposant sur un limon à granules de craie. Au-dessus de 70 m, ce faciès affleure avec une abondance croissante de petits silex gélifractés. Il se maintient sur l'escarpement avec une faible épaisseur (0,50 m) reposant sur la craie fragmentée.

Bien qu'avec des pentes en moyenne plus faibles, cette forme de bordure est comparable à celles des boutonnières. Les formations superficielles sont identiques et confirment le rôle joué par le matériel limoneux éolien. Il s'agit là encore des témoins de l'évolution

récente, weichsélienne. Cependant existent à la base du talus (alt. 75) des formations sous-jacentes antérieures (loess à pseudo ley et solifluxion brun rougeâtre argileuse à silex). Ces dépôts se situent au droit de petits rentrants escarpés dont certains sont sans prolongement apparent sur le glacis. Les données de la coupe de Vimy (fig. 79) montrent qu'il existe de larges chenaux fossilisés datant du Pléistocène moyen qui mettent en évidence le rôle joué par le ruissellement. Ces formes appartiennent à la morphologie de l'aplanissement péri-glaciaire (cf. J. DEMEY, 1969).

Le modelé de la bordure artésienne est rendu plus complexe par la présence de croupes londonniennes plaquées contre l'escarpement. Comme au Bois des Dames, la présence d'un cailloutis de silex au débouché de la Souchez (cf. J. GOSSELLET, 1911b) indique qu'elles sont les témoins résiduels d'un stade ancien d'évolution remontant au début du Pléistocène moyen. Ces buttes sableuses qui en raison de leur lithologie gardent des pentes relativement plus fortes créent ainsi un modelé secondaire qui estompe localement la vigueur de l'escarpement.

Les versants associés aux buttes sableuses constituent un dernier type différencié et complexe qui se manifeste particulièrement bien avec le modelé énergique des Monts de Flandre. Leur versants (fig. 8) ont l'originalité de présenter des pentes dont l'importance (20 à 40 % = env. 11-21°) n'a d'égale que celle des escarpements crayeux du haut pays. Les valeurs fortes (20-21°) établies comme représentatives des pentes diestiennes en Belgique (C. PEDE, 1966 ; M.C. VANLIERCKE-GOTTIGNY et A. PISSART, 1966 ; F. GULLENTOPS et C. LINGUULT-DE-BONTRIDDER, 1966) n'existent que localement dans les collines françaises, se situant surtout sur les secteurs de versant exposés au S^W. Ce fait détermine une légère dissymétrie générale des buttes qui n'est cependant pas systématique puisque le Mont Rouge, proche de la frontière, a une face NW nettement plus raide et que le Mont des Récollets forme une butte conique à peu près régulière.

La forme générale des versants est de type convexe-rectiligne-concave, la convexité sommitale étant réduite, ce qui confère aux buttes un profil escarpé que la route escalade en lacets. Le segment maximum concerne surtout la partie diestienne de la stratigraphie, mais se prolonge parfois dans la partie supérieure de l'Eocène formée de sables francs (Mont Noir, Mont des Cats : cf. 2e partie). Ce n'est qu'au Mont Cassel, avec la présence de l'argile bartonienne, que se réalise le plus nettement un replat au pied de la couche diestienne. Les fortes pentes du versant sous-jacent montrent qu'il s'agit d'une topographie caractéristique des sables. Globalement, au niveau des interfluves, la pente s'amenuise par une série de segments successifs, avec parfois de véritables replats, qui correspondent au changement textural de la série éocène (fig. 49). Ainsi au S de l'axe des Monts, le Houtland à substrat argileux oppose son modelé de plaine à couverture linoneuse au relief plus contrasté de la région sableuse, distinction qui ne s'applique pas aussi rigoureusement au versant N. Les influences structurales sur ce dispositif topographique ont été précédemment mentionnées (cf. 4e partie) ; elles sont surtout d'ordre lithologique, les changements de texture de la série éocène se manifestant par des replats ou des inflexions de pente (fig. 125).

A ces ressauts topographiques se trouvent associées des formations sablo-caillouteuses peu épaisses (1 m max.) qui s'échelonnent entre 100 et 40 m d'altitude avec une fréquence plus marquée vers 70-60 m. Il s'agit toujours de cailloutis empâtés dans une matrice importante, sablo-argileuse ou sablo-linoneuse, panachée (fig. 181). Le matériel est surtout constitué de silex (galets bleuâtres ou jaunâtres entiers, cassés ou affectés de cupules, éclats) et secondairement de morceaux de grès ferrugineux. Les plus gros éléments atteignent 10 cm de longueur. Ces matériaux proviennent du "Diestien" et de l'Eocène. La matrice est issue du remaniement des mêmes formations. Parfois sa texture est proche de celle des sables yprésiens fins (Hill Stracte, fle Hazebrouck 1/25 000 n° 3 ; x = 628 ; y = 339 ; z = 70) ; dans ce cas, les silex sont moins abondants. Le plus souvent le matériau est

formé d'un mélange complexe, ce qui se marque dans le mauvais classement granulométrique de la fraction sableuse ($Qd\varphi = 0,5$ à 1 ; répartition plurimodale) et surtout dans les caractéristiques morphoscopiques (fig. 182).

Cette formation caillouteuse est un dépôt de gléifluxion, laquelle a été favorisée par les caractères lithostratigraphiques de l'Yprésien supérieur marqué par l'affinement progressif de la texture qui s'opère par des alternances de niveaux plus sableux et plus argileux (cf. 2e partie). Les sables grossiers diestiens et lutétiens peu sensibles à ce processus ont déterminé au contraire le maintien de pentes fortes. Cette influence se manifeste encore, d'une façon plus atténuée, lorsque le passage du faciès argileux au faciès sableux s'opère rapidement, ce qui se réalise notamment en fonction des conditions paléogéographiques éocènes dans la partie méridionale du Houtland (ex. Ravensberg, fig. 126). De là résulte la dissymétrie générale de la région.

Seuls des processus de cryoplanation (cf. J. DEMER, 1969a,b) peuvent expliquer cette morphologie de glacis, indépendante du réseau des vallons surtout dans les zones culminantes. Le rôle de ces derniers est de créer un relief de versants dissymétriques au-dessous de l'altitude 100 avec des amphithéâtres de sources, empâtés d'un dépôt sablo-caillouteux, qui ont pu être à l'origine des niches de nivation. L'érosion linéaire récente est marquée à l'amont par des cours d'eau qui s'encaissent dans la nappe de débris et le substrat avant de se perdre en aval dans le colmatage limoneux (fig. 43). Le phénomène de la cryoplanation rend compte de la raideur de la pente des buttes culminantes et de leur recul parallèle dans un faciès sableux grossier qui a dû constituer un milieu morphologiquement aride. Il explique l'élaboration d'anciens glacis autour des Monts de Flandre qui s'apparentent à des terrasses de cryoplanation superposées, antérieurement au creusement des vallons asymétriques. Cette hypothèse a été retenue par R. TAVERNIER sous le terme d'altiplanation. Récemment R. PÆPE et G. MORTELMANS (1969) ont interprété de cette façon

les niveaux d'aplanissement entre les crêtes culminantes bruxelloises et diestriennes et la haute terrasse de Tubize dans la région située entre Hal et Tournai qu'ils rattachent à une évolution anté-holsteinienne par suite de la présence de deux paléosols interglaciaires.

Cette interprétation paraît donc pouvoir être étendue à l'ensemble de la région tertiaire occidentale qui conserve dans sa morphologie des témoins de glacis ancien. Dans la Flandre intérieure française, l'absence de paléosols ne permet pas de fixer avec précision l'âge de ces aplanissements. Cependant la formation d'Horzeole qui est postérieure au creusement maximum de la vallée de l'Yser incite à placer cette évolution antérieurement à l'Elstérien. De même la relation qui peut être établie entre ces glacis bordiers des Monts et les formations caillouteuses du SW du Houtland dont le faciès est plus nettement fluviatile reporte cette morphogenèse à une période qui précède la mise en place des terrasses étagées des rivières artésiennes. La même preuve d'ancienneté est fournie par les croupes culminantes du Ferrain que l'on peut raccorder à partir du faciès identique des formations caillouteuses qui les tapissent aux formes du Houtland et qui passent latéralement au niveau fluviatile d'Halluin.

La morphologie des collines du Houtland garde donc la trace de terrasses de cryoplanation anciennes qui constituent un type particulier de ces formes développées dans un matériel sablo-argileux. L'évolution ultérieure des versants qui s'est effectuée surtout dans le cadre de la dissymétrie des vallons a entraîné un remodelage de ces formes qui n'a pas réussi cependant à les masquer totalement. Ceci illustre le rôle de roche résistante, car peu mobilisable, joué par l'argile compacte yprésienne lors du creusement maximum de la région.

Une évolution similaire a affecté les autres zones yprésiennes. Dans le cas du Pévèle, celle-ci s'est réalisée en l'absence de formations caillouteuses, exploitant uniquement les contrastes

lithologiques de la série éocène. Ce facteur joint à l'importance plus grande de l'évolution ultérieure doit expliquer les valeurs plus faibles des pentes. L'essentiel de la morphologie est cependant antérieur au Weichsélien comme le montre la présence générale à faible profondeur d'un paléosol développé dans les formations sableuses provenant du remaniement de l'Yprésien (C. MAILLE, 1973).

3 - La dissymétrie des versants

Les vallons asymétriques ont été particulièrement étudiés dans le haut pays crayeux (P. PINCHEMEL, 1954 ; A. GLORIOT et J. TRICART, 1952). Mais leur présence est aussi remarquable dans le bas pays tertiaire où elle avait été signalée par R. BLANCHARD (1906). En Belgique, le phénomène a été décrit dans divers substrats (R. TAVERNIER, 1948 ; J. GRIMBERIEUX, 1955 ; J. ALEXANDRE, 1957 ; R. FOURNEAU, 1960 ; P. MACAR, 1969). S'agissant d'un fait morphologique qui apparaît comme essentiellement climatique (cf. J. TRICART, 1967), il est normal qu'il ne se limite pas à un substrat déterminé. A la suite des nombreuses études consacrées à cette forme, il est intéressant de mettre l'accent sur son développement dans les plaines non crayeuses et d'envisager les variations régionales du phénomène en relation avec la paléozonation climato-sédimentaire.

Dans la dissymétrie des versants, il faut distinguer un double aspect : topographique et stratigraphique. Les deux caractères sont réunis dans le cas d'une dissymétrie se manifestant dans le relief apparent, le versant plus raide étant dénudé ou peu couvert. Mais la dissymétrie des formations superficielles est un phénomène plus général alors même que les versants apparaissent symétriques dans la topographie actuelle. Ce second aspect est donc primordial.

Si l'on considère d'abord le phénomène exprimé dans le relief apparent avec les vallons asymétriques, sa répartition (fig. 183) apparaît inégale et surtout ses modalités se modifient d'W en E .

C'est dans le Haut-Artois que la densité est la plus forte, l'asymétrie des versants des vallons intermédiaires étant une règle quasi générale. La région de Saint-Pol-sur-Ternoise est un exemple caractéristique (A. GLORIOD et J. TRICART, 1952). Il ne peut cependant être généralisé à l'ensemble du haut pays car vers le SE, à partir d'Arras, la dissymétrie topographique ne concerne plus que quelques tronçons de vallées ou vallons. Dans cette région limoneuse orientale, la dissymétrie de la stratigraphie des formations couvrant les versants reste cependant générale. La coïncidence avec la zonation climato-sédimentaire régionale se confirme puisque les vallées asymétriques se développent dans la région lilloise et la Flandre intérieure. Il est donc établi que le fait dissymétrique, général au niveau des formations (épaisseurs et faciès), ne s'accompagne d'une dissymétrie dans la topographie actuelle qu'en fonction d'une zonation régionale qui semble coïncider avec celle fondée sur l'étude stratigraphique des limons, et que l'ensemble du phénomène concerne à la fois les domaines à substrat crétacé et tertiaire.

Des observations plus précises peuvent être faites en ce qui concerne les modalités régionales de la dissymétrie topographique (orientation, pentes) et qui s'applique en partie à la dissymétrie stratigraphique. Selon un schéma classique qualifié parfois de "normal" (cf. J. TRICART, 1967) pour désigner la dissymétrie climatique des latitudes moyennes, les versants en pente plus forte sont surtout tournés vers le secteur W, dans la zone occidentale. L'importance de ces versants enregistrée dans la région de Saint-Pol (92 % ; A. GLORIOD et J. TRICART, 1952) se retrouve dans le Houtland méridional (94 % ; P. LEIEU, 1966). La proportion est déjà moins forte entre Doullens et Bapaume (75 % ; J. DECROIX, 1967) par suite d'une fréquence plus grande de versants raides orientés vers le SSE et le NNE. Dans le Cambrésis, les pentes plus fortes tournées vers le S ou vers l'E sont relativement nombreuses (fig. 183), alors même que la dissymétrie topographique devient plus rare. Dans le Hainaut, les dissymétries les plus marquées accompagnent les tronçons E-W des

vallées affluentes de l'Escaut (Rhonelle, Ecaillon). Dans ces deux régions, surtout à l'E de la vallée de la Selle, dans le cas où le profil des versants est synétrique, une certaine dissymétrie se manifeste cependant dans le tracé plus rectiligne du versant tourné vers le S ou vers l'W.

Pour expliquer cette variété, il faut tenir compte des influences structurales qui, comme le souligne A. YOUNG (1972), ne doivent pas être négligées dans l'analyse des versants asymétriques. Dans la région orientale, la relative fréquence de dissymétries dues à la pente des versants tournés vers le S et vers l'E, paraît en relation avec le quadrillage tectonique (cf. fig. 119). Le grand accident de relief E-W, représenté par le ravin Varnelle et le vallon de Trescaut, en est un exemple manifeste. La dissymétrie topographique, assez peu marquée dans les pentes, le versant plus raide tourné vers le S n'ayant qu'une déclivité moyenne de 5 % contre 4 % pour l'autre versant, est plus sensible dans les tracés, rectiligne au N, festonné au S. La dissymétrie des formations est par contre accusée, la craie percée de poches étant subaffleurante au N (cf. J. LÉDRIERE, 1890 ; P. DOLLE, 1909). Au NE de Marcoing, on observe des inversions de dissymétrie dans les versants conformes à la direction du réseau oblique de failles. Des relations identiques entre la structure et le relief peuvent être envisagées avec le vallon de Saint-Orlé, près d'Arras, et celui qui borde au S la butte de Bourlon.

Il en est de même dans le Haut-Artois et surtout dans le bassin de l'Aa (fig. 117) où l'éventail des vallons, qui constituent en amont de Lumbres une ébauche de boutonnière, possède des dissymétries variées. Comme le montre par comparaison le dispositif "normal" de la haute vallée de l'Aa (région de Bourthes) qui se rattache au domaine de l'Artois méridional représenté par l'exemple du secteur de Saint-Pol, les influences tectoniques jouent un rôle beaucoup plus grand dans les dissymétries de l'Artois septentrional. Elles interviennent d'ailleurs aussi dans les orientations "normales" par suite

de la direction du faisceau d'accidents. Dans cette région de l'Aa moyenne, l'intensité du phénomène dissymétrique paraît bien résulter de la conjonction de facteurs structuraux et climatiques. Ainsi dans les petits vallons du Val d'Acquin et de ses affluents l'indice de dissymétrie (rapport des pentes moyennes du versant raide et du versant doux) atteint des valeurs de 7 à 8 avec des pentes de 50 % (26° env.) pour le versant exposé à l'W. Ce fait qui caractérise aussi la vallée de l'Aa au niveau d'Elnes se retrouve dans les étroits ravins qui entaillent le versant de la basse terrasse à Setques. A Hallines, le vallon dissymétrique qui échancre la moyenne terrasse correspond au passage de l'une de ces failles ayant joué au Quaternaire.

On ne peut donc négliger le rôle des facteurs structuraux dans la dissymétrie des versants. Il intervient non seulement dans la localisation des orientations inverses, mais aussi parfois dans l'exagération du phénomène "normal". Cette conjonction des facteurs structuraux et climatiques qui paraît évidente dans les boutonnières élémentaires de l'Artois, intervient aussi pour expliquer le relief assez confus de la zone orientale où la vigueur de certains tronçons asymétriques tranche sur la faiblesse générale du modelé, caractérisé, en dehors des interfluves, par des pentes comprises entre 4 et 10%.

L'individualisation de la zone occidentale, caractérisée par l'importance de la dissymétrie topographique avec des indices élevés, se confirme avec les caractères du bas pays. Si, dans les collines argileuses et en particulier dans le Houtland, la dissymétrie des vallons est un fait général (cf. fig. 4,7,8), elle se réalise cependant selon des modalités de pente particulières comparées à celles de la région artésienne.

Pour les autres caractères, la concordance est assez bonne avec les données générales de la dissymétrie normale. Celle-ci est

en particulier très prédominante puisque les versants en pente plus forte sont tournés dans leur presque totalité vers le secteur W, avec des fréquences d'orientation légèrement variables selon la direction générale des talwegs qui est N-S ou SW-NE. Dans le SW du Houtland où le dessin du réseau de talwegs est plus complexe existent deux dominantes (NNW-NW et SW) (P. LEIEU, 1966). Les relations avec l'encaissement sont peu nettes. La dissymétrie peut se manifester avec un enfoncement de 7 à 10 m, comme en Artois, mais certains segments de vallée demeurent symétriques alors que la dénivellation du talweg dépasse 20 m (ex. : anont de la Steenbecque). Il apparaît par contre nettement que l'intensité de la dissymétrie n'est pas fonction de l'encaissement. Les conclusions restent cependant limitées car il serait nécessaire de tenir compte de l'importance du colmatage et du profil fossile éventuellement dissymétrique. Sur le flanc méridional des Monts (fig. 43, 49), la dissymétrie n'apparaît que lorsque le substrat cesse d'affleurer au fond du talweg. D'une façon générale, dans les vallées à fond plat l'axe de creusement maximum ne coïncide pas rigoureusement avec la topographie actuelle. Les relations entre l'importance de la dissymétrie et la longueur des talwegs sont également beaucoup moins évidentes qu'en pays crayeux. Si la dissymétrie tend à diminuer dans la partie aval des vallons du N du Houtland qui aboutissent à l'Yser, ce caractère s'estompe ou disparaît au S car la plaine de la Lys recoupe à l'emporte-pièce la morphologie environnante et masque le prolongement dissymétrique des talwegs fossiles.

Les caractères plus originaux résident d'abord dans l'ampleur des vallons qui n'ont qu'une longueur médiocre surtout au S des Monts de Flandre (ex. : Cappelle Becque : L = 7 km ; l = 2 km) (fig. 8) réduisant les interfluves à d'étroites lanières où subsistent les témoins des anciens aplanissements. Le même paysage caractérise le Ferrain (fig. 7). Mais le fait essentiel est que la dissymétrie se réalise dans une gamme de pentes faibles. Les pentes moyennes du versant raide et du versant doux sont respectivement de l'ordre de 10-15 % (5°-8°) et de 2-3 % (1°). Dans sa partie inférieure faiblissent

concave, le long versant tourné vers le secteur E n'a plus qu'une pente inférieure à 1 % conformément au style des plaines du bas pays (fig. 184). L'indice de dissymétrie atteint cependant des valeurs comparables à celui des vallées des plateaux crayeux, surtout si l'on tient compte du rapport des pentes maxima des deux versants (cf. H. M. FRENCH, 1972). Les valeurs tendent même à être plus fortes, à égalité de conditions générales, avec la fréquence d'indices supérieurs à 4. Cette originalité ne concerne pas seulement les formes développées dans le substrat yprésien puisqu'on l'observe également dans le Mélantois (fig. 177, 178). Les versants du court et large vallon de Sainghin ont des pentes moyennes de 1,4 % et 6,1 % et des pentes maxima de 3,3 % et 12 %, ce qui donne respectivement des indices de 4,3 et 3,6, encore qu'il y ait lieu de penser d'après les sondages rapprochés (4 et 5) effectués à la tarière que la dissymétrie s'accuse sous le remblaiement.

Ainsi avec les vallons asymétriques des plaines du bas pays, on est en présence d'un type particulier de dissymétrie "normale" caractérisé par une exagération du phénomène dans une gamme de pentes très faibles, intervenant aussi bien dans la craie que dans les argiles. Si on doit tenir compte des influences structurales dans un système de talwegs commandé par le réseau des fractures, la généralité du phénomène traduit surtout l'influence déterminante des facteurs climatiques dans un type de dissymétrie classique.

S'il existe une différenciation régionale dans le phénomène de la dissymétrie topographique, la dissymétrie stratigraphique "normale" est par contre générale. Elle se nuance cependant en fonction de la localisation régionale et de l'importance des pentes. Dans la zone occidentale, sur le versant en pente forte, le substrat est soit affleurant, soit tapissé d'une couche peu épaisse de formations. La puissance de cette dernière est liée surtout à la présence inégale du

loess de couverture qui n'est générale que lorsque la pente du versant est inférieure à environ 10 %, situation qui résulte des conditions originelles du dépôt éolien de la fin du Weichsélien. Les formations sous-jacentes sont toujours réduites en épaisseur (moins de 0,50 m en général). Leur faciès comme leur puissance varie selon la pente : sur les pentes faibles existent des éléments de formations litées (ex. Bailleul, fig. 80), sur les autres des éléments géliflués du substrat (ex. Steenbecque, fig. 184). Lorsque la dissymétrie topographique disparaît, la dissymétrie sédimentaire subsiste. On l'observe aussi bien dans le Houtland (amont de la Steenbecque, P. LEBEU, 1966) que dans le Pôvèle (C. MAILLE, 1973) et le Mélandois, mais l'opposition s'atténue fortement. La stratigraphie du versant en pente douce exposé au secteur E possède les aspects qui ont été décrits précédemment à partir de l'exemple de la vallée de la Deûle dont l'asymétrie est d'origine structurale. Comme ce versant est caractérisé par l'aplanissement et l'accumulation, l'ensemble des processus y a été plus actif que sur le versant opposé qui se rattache davantage au type des talus dominant les glacis. Ces derniers existent d'ailleurs localement dans le Haut-artois associés au versant tourné vers le secteur W, selon un dispositif qui évoque celui qui a été décrit en Angleterre (H.M. FRENCH, 1972). Un autre exemple est fourni par la bordure SW du Houtland.

Dans la zone orientale, la dissymétrie stratigraphique se réalise sans relation aussi étroite avec la pente des versants. Elle est évidemment bien marquée dans le cas d'une forte asymétrie topographique comme par exemple avec la vallée de la Rhonelle où la craie affleure sur le versant raide (pente moyenne = 8 % ; pente du segment maximum = 25 %) tourné vers le S alors que le versant opposé beaucoup plus doux (pente moyenne = 3 %) est recouvert par les limons saaliens et weichséliens avec un faciès à nodules de craie bien développé. De la même façon, dans la vallée de l'Aunelle la craie percée de poches est visible à la base du versant raide alors que sur l'autre rive les formations pléistocènes ont plus de 10 m d'épaisseur (J. LADRIERE,

1879 a). Mais les mêmes contrastes existent lorsque les versants sont symétriques et en pente faible. Dans la vallée de la Selle (Le Cateau, Solesmes) et de l'Erclyn (Saint-Aubert) pour des pentes moyennes de 6 %, les formations quaternaires ont des épaisseurs de 9 m et 2 m. Dans les nombreux vallons secs du Cambrésis au modelé fuyant, la craie affleure sur le versant tourné à l'W alors que l'autre versant est toujours couvert de limons dans lesquels s'enfoncent les chemins creux. Sur les versants exposés à l'E se retrouve toujours la stratigraphie typique des loess avec la superposition générale du Saalien et du Weichsélien et la présence du pédo-complexe sol de Rocourt-sol de Warneton. L'épaississement fréquent de la série tient surtout, contrairement aux sites d'interfluvés, à l'importance plus grande des formations limoneuses litées du Weichsélien moyen. Le phénomène est surtout sensible dans le Hainaut, à l'E de la Selle où les faciès indiquent également des processus de transport plus actifs. Ce critère joint à une fréquence relativement plus grande de la dissymétrie topographique permet de distinguer une zone de transition au NE. En outre dans la région de Bavai, les limons anté-saaliens sont largement conservés (cf. La Longueville, fig. 78). Il en résulte que ces formations anciennes affleurent concurremment avec la craie ou les formations argileuses à silex sur les versants exposés au secteur W.

La région orientale présente donc sous l'angle de la répartition des formations beaucoup de similitudes avec la zone occidentale. Cependant la complexité est plus grande, les versants exposés à l'E ne présentant pas un caractère d'aplanissement et d'accumulation progressifs aussi systématique, ce qui se manifeste par des pentes en moyenne légèrement plus fortes et surtout des formes moins régulières. Dans cette région loessique, l'évolution des versants a été plus discontinue dans le temps et dans l'espace. Les données morphostratigraphiques montrent que les phases saaliennes et weichséliennes n'ont pas joué un rôle décisif comparable à celui que l'on observe à l'W de la région. Sous une couverture limoneuse dont des éléments anciens sont largement conservés, il n'existe pas de relation

aussi étroite entre le modelé du substrat que l'on peut soupçonner par des observations ponctuelles et celui du paysage actuel. Même sur les plateaux voisinent des zones à forte accumulation et des secteurs de dénudation. Dans la région de Solesmes (fle Le Cateau 1/25 000 n° 3-4) une couverture de 12 à 16 m d'épaisseur avec une stratigraphie-type du Pléistocène régional existe à Viesly ou à Ovillers (cf. J. LADRIERE, 1890 ; sond. B.R.G.M. de la carte géologique) alors qu'aux sablonnières de Mourmont, le Landénien est presque affleurant (fig.99). Il existe ainsi un relief fossilisé souvent associé à des éléments sableux éocènes localement conservés dont la trace commence à apparaître dans le modelé actuel, éventuellement dissymétrique, dans la région de Valenciennes (Roleur, cf. J. CARTIGNY, 197) qui fait déjà figure de zone de transition (cf. 3e partie). Des formes d'érosion pléistocènes de type linéaire existent dans les loess comme cela a été montré avec les vallées sèches de la Hesbaye (J. GRIMBERIEUX, 1955). Si la dissymétrie s'impose mal dans la topographie des versants, elle se réalise dans des vallées déjà importantes avec un segment maximum à la base du versant qui devient ainsi plus raide, ce qui implique un rôle notable joué par l'enfoncement des talwegs. Dans d'autres cas, une forme dissymétrique plus ancienne paraît n'exister qu'au niveau du substrat si l'on en juge par l'accumulation différentielle. L'histoire morphologique de la région sud-orientale paraît donc complexe et souvent le Quaternaire récent, contrairement à la région occidentale, semble en quelque sorte avoir figé une évolution antérieure et parfois abouti à une réduction de l'asymétrie.

Dans l'analyse de l'asymétrie des versant, qui doit d'ailleurs être replacée dans le cadre de l'évolution morphologique générale, le fait essentiel est donc la différenciation régionale du phénomène topographique à l'intérieur d'un conditionnement climatique globalement identique comme l'atteste la généralité de la dissymétrie

"normale" des formations superficielles. Par conséquent, c'est dans les caractères qui différencient les zones orientale et occidentale que doivent être cherchés les facteurs qui ont abouti à une dissociation aussi marquée. À ce titre, l'asymétrie des versants n'est qu'un élément parmi d'autres des aspects qui créent les contrastes dans la région du Nord et qui aboutissent tous à confirmer la même opposition entre la zone limoneuse et la zone occidentale qui appartient déjà à la région pléistocène de transition de l'Europe du NW. Cela ne permet guère de rapporter à un processus simple l'explication du phénomène morphologique de l'asymétrie (cf. J. TRICART, 1967) de même que plus généralement celle de l'évolution des versants, et encore moins de généraliser en comparant des régions fort éloignées.

Les données stratigraphiques ont montré que la paléogéographie de la partie orientale avait constamment été marquée par des conditions plus sèches, du moins à partir d'un certain moment du Pléistocène moyen car l'évidence de dépôts plus anciens manque. Les faciès indiquent aussi une tendance à un régime de plus en plus loessique jusqu'au Weichsélien supérieur où l'uniformisation gagne assez brusquement la partie occidentale. Jusque là à l'écart de ce conditionnement loessique, cette dernière a connu des processus morphologiques plus actifs liés à un climat plus humide dont le facteur essentiel est apparu nival. Cependant la dissymétrie des versants n'apparaît au cours du Pléistocène qu'avec le développement des phénomènes éoliens. Il s'agit là d'un fait paléogéographique majeur qui se manifeste dans la lithostratigraphie par l'accroissement de la texture limoneuse dont le rôle morphologique est donc décisif.

L'aplanissement de versants en faible pente paraît ainsi l'élément le plus important dans l'évolution asymétrique du relief. Selon l'interprétation de ces versants tirée de l'analyse de leur couverture, cette évolution résulterait surtout de processus à la fois nivaux et éoliens qui ne peuvent pas être séparés. Ces conditions ont été constamment plus favorables jusqu'au Weichsélien supérieur dans la zone occidentale plus humide dont les faciès montrent

la combinaison complexe des divers processus qui ont été invoqués comme causes de l'asymétrie. A moins de lui donner un sens très large, la gélifluxion ne paraît pas prédominante. Inversement la zone sud-orientale montre que l'accumulation plus purement loessique qui correspond à des conditions climatiques plus sèches est un facteur peu favorable à l'asymétrie.

Les versants en pente plus marquée sont responsables surtout des variations de l'intensité de l'asymétrie dans lesquelles interviennent les facteurs tectoniques et lithologiques. Soumis à une gélifraction et une gélifluxion discontinues, en raison de leur exposition thermique, mais entretenues par leur dénudation éolienne, ils ont tendance à reculer parallèlement à eux mêmes. Les situations apparaissent fort variées comme l'indiquent les différences de formes et de raideur de ces versants. Intervient notamment le rôle de l'écoulement linéaire dans les talwegs plus importants lors de leur enfoncement. Les sondages effectués dans les alluvions montrent souvent un déplacement du lit vers le versant raide au cours de l'évolution. Le cas est fréquent dans les vallées artésiennes ; un phénomène du même ordre est observable dans la vallée de la Deûle. L'asymétrie des terrasses de la vallée de l'Aa en fournit une autre preuve. Ce mécanisme semble avoir joué un rôle plus particulièrement important dans l'E du Cambrésis et le Hainaut où l'asymétrie s'accuse dans les vallées importantes.

Si les processus sont tous plus actifs sur le versant regardant vers l'E (cf. J. TRICART, 1967), la gélifraction différentielle du substrat n'a pu cependant surtout intervenir sur les versants couverts qu'au stade initial dont l'âge est fonction de la stratigraphie des formations. Ce facteur est sans doute aussi l'une des causes de la différenciation entre la zone occidentale et la région orientale.

Le critère stratigraphique montre donc que les formes de versants, asymétriques ou non, sont plus ou moins anciennes, non seulement régionalement mais aussi localement, comme l'indique le bas pays, et que les modalités ont pu varier à courtes distances à chaque phase en raison du bilan inégal de l'évolution antérieure. C'est dans cette perspective chronologique qu'il faut envisager le rôle et l'importance respective des divers processus combinés. Dans l'ensemble de la région, l'héritage de l'évolution morphologique antéweichsélienne est partout prédominant. Le bilan de la dernière période froide, qui a été surtout marqué par l'accumulation, est responsable de la géographie des formations les plus superficielles, celles qui mettent directement les hommes en contact avec une nature héritée essentiellement du passé pléistocène.

CONCLUSIONS GENERALES

Au-delà d'une physionomie d'ensemble qui fait l'unité physique de la région, par un mélange de caractères qui la rattachent à la fois au Bassin Parisien et aux horizons d'une Europe plus septentrionale, la diversité des plaines du Nord et de leurs bordures résulte d'une double série d'influences, celles de la structure et de la paléogéographie ancienne d'une part, celles de l'évolution quaternaire relativement récente d'autre part, dont les effets se conjuguent pour créer une division régionale à double composante. Le contraste entre haut et bas pays se tempère à la fois vers l'E par un passage plus progressif et vers le N par suite de l'existence d'un même style tectonique. De même l'héritage quaternaire des formes et des formations individualise la partie occidentale dont la diversité des aspects détermine en particulier la variété des plaines du bas pays.

Le Nord, malgré sa petitesse relative, doit cette situation à sa position de marge qui apparaît comme une donnée constante dans la paléogéographie aussi bien ancienne que récente. Cette position de la région dans le NW de l'Europe lui confère ainsi une double originalité. Elle tire l'une de sa localisation à la limite de deux vieux

domaines structuraux, calédonien et hercynien, qui en fait un bassin sédimentaire d'un type particulier où le socle n'est masqué que par une mince couverture. Elle tire l'autre de sa situation à la marge septentrionale de la zone européenne des loess, un domaine où s'opèrent rapidement les changements climato-sédimentaires que l'on peut suivre dans la stratigraphie d'un recouvrement quaternaire souvent aussi épais qu'un étage du substrat.

Ce double aspect a commandé le plan de cette étude de géomorphologie régionale. Aussi bien pour le substrat antéquaternaire que pour les formations superficielles, la nécessité d'un bilan stratigraphique et paléogéographique est apparue indispensable pour mettre en évidence le style des évolutions qui concernent, l'une les influences structurales, l'autre les données morpho-climatiques. Par suite de l'énorme discontinuité qui existe dans la couverture méso-cénozoïque, deux démarches opposées s'imposent : l'une progressive pour les formations du substrat qui révèle la continuité de l'évolution tectonique et l'influence permanente des mêmes linéaments paléogéographiques anciens dont l'effet se marque encore profondément dans les grandes divisions du relief ; l'autre régressive pour les formations superficielles qui sont corrélatives du modelé et permettent d'expliquer les nuances des paysages actuels. A la rencontre de ces deux démarches, qui concernent des aspects temporo-spatiaux différents, existe un important hiatus, entre la fin de l'Eocène et le Pléistocène inférieur, dans lequel se situe la formation "diestienne" des monts de Flandre qui appartient encore au substrat. Les formations argileuses à silex sont par contre associées aux limons et s'intègrent à une stratigraphie pléistocène. Il n'est dès lors pas possible de reconstituer une évolution continue depuis le Néogène pour expliquer le relief régional. Au contraire, s'impose l'évidence d'un changement paléogéographique majeur au Pléistocène inférieur dont l'un des facteurs est lié à la modification de la configuration du bassin de la Mer du Nord que l'on constate réalisée, avec un dessin proche de l'actuel, à l'aube du Pléistocène moyen. A ce titre la formation d'Herzele est un jalon

privilegié dont l'intérêt stratigraphique et paléogéographique justifie les recherches collectives internationales actuellement en cours. Dans le contexte régional, le cadre chronologique de l'analyse géomorphologique paraît donc relativement récent puisqu'il ne devient plus clair que vers le Cromérien. Mais parallèlement beaucoup d'aspects attribués souvent à un Quaternaire récent résultent d'une évolution plus ancienne. La reconnaissance de cette complexité des héritages quaternaires, dont la dimension chronologique est essentielle et parfois la plus évidente, est dans la dépendance de l'analyse stratigraphique qui fixe en grande partie les limites de l'interprétation géomorphologique.

Si la paléogéographie ancienne, dont il faudrait rechercher les origines jusqu'au Paléozoïque, pèse fortement sur la région, cela tient à la nature de ce bassin sédimentaire dont l'histoire a été ponctuée par la tectonique différentielle du massif du Brabant et de la zone artésienne, selon une trame établie au Primaire. Les influences structurales sont ainsi tout aussi fortes dans le bas pays que dans le haut pays, le premier fournissant d'ailleurs les preuves les plus évidentes de l'importance de la néotectonique dans une évolution qui apparaît continue et faite de pulsations. Selon des modalités variables, dues en particulier à l'axe artésien, le relief est partout étroitement adapté à la structure dont le caractère quadrillé est le reflet direct du socle sous-jacent. On est ainsi amené, surtout à partir de l'exemple du bas pays, à interpréter la morphostructure régionale comme le résultat d'une action combinée de la tectonique et de l'érosion récentes. D'un autre côté, la morphologie générale est dans la dépendance des limites d'extension des sédimentations et de leurs variations de faciès et d'épaisseurs, ce qui doit s'appliquer en particulier au "Diestien" dont le Nord possède surtout un faciès continental. Enfin, malgré une apparente monotonie de faciès, les variations lithologiques, surtout dans la série sablo-argileuse tertiaire, créent un facteur différentiel qui a été exploité finement par les érosions périglaciaires. Les plaines du Nord, comme celles du bassin

belge, permettent notamment de préciser le comportement morphologique des argiles qui montre une certaine convergence avec celui des craies. Par suite de la conjonction de facteurs favorables, paléogéographiques, structuraux et lithologiques, la surface infra-décène joue un rôle directeur dans le relief des plateaux et des plaines de craie.

Le modelé de la partie continentale du Nord est à la fois remarquablement structural et totalement hérité des phases périglaciaires. L'étude stratigraphique des formations limoneuses montre que le bilan holocène se limite à l'établissement d'un régime tourbeux dans les vallées avec des écoulements rendus incertains par le colmatage loessique de la fin du Weichsélien avant que l'homme n'organise un drainage d'ailleurs difficile. Dans ces conditions, l'érosion est surtout un phénomène anthropique qui nécessiterait des études localisées car la menace existe dans la mesure où en particulier le sol postglaciaire est enlevé, alors qu'il constitue comme ses homologues interglaciaires antérieurs un facteur de résistance dans des formations meubles.

Pour l'interprétation d'une morphologie héritée du Pléistocène, le problème initial est posé par le rôle à attribuer à la dernière période glaciaire dont l'évolution chronoclimatique est la mieux connue grâce aux travaux effectués dans les pays voisins. L'utilisation de la nomenclature de l'Europe du NW s'impose évidemment par suite de cette proximité, mais aussi pour des raisons de logique paléogéographique qui valent d'ailleurs encore pour un ensemble régional européen plus vaste. Par des corrélations à courtes distances, la méthode litho-stratigraphique a permis de mettre en évidence une zonation climato-sédimentaire dont les limites ont varié à travers le Pléistocène récent. Il apparaît ainsi, qu'au cours d'un tel cycle pléistocène élémentaire, le changement principal de style et d'intensité dans l'évolution des versants accompagne l'apparition des conditions pléniglaciaires. Si l'évolution durant la période froide est continue, le Pléniglaciaire moyen, représenté par un faciès typique de formations

rythmiquement litées qui atteste un système climatique cyclique, est la phase la plus dynamique dans l'élaboration des arlanissements. La zone occidentale, qui paraît avoir été globalement plus humide, a connu une activité morphologique plus importante au Weichsélien, dont la limite peut cependant être fixée au début du Pléniglaciaire supérieur marqué par la généralisation des conditions loessiques. Cette extension du loess de couverture, qui est la manifestation géographique de l'accroissement des phénomènes éoliens à la fin du Pléistocène, accentue l'accumulation weichsélienne. Dans des paysages semblables, il introduit sous l'angle de la répartition des formations superficielles un élément de différenciation avec les zones sablo-limoneuse et sableuse belgo-néerlandaises et permet ainsi de faire le lien avec les régions limoneuses plus méridionales du Bassin Parisien. Grâce à cette position charnière, le bas pays montre le mieux la complexité des processus qui interviennent dans les systèmes d'érosion périglaciaire pléistocènes avec des combinaisons variables dans le temps et dans l'espace, en fonction notamment de l'héritage sédimentaire antérieur. L'apport limoneux paraît un fait essentiel et son développement au Pléistocène moyen coïncide avec la période principale de l'élaboration du relief actuel.

La relative immunité de la région orientale se confirme par l'importance des loess antéweichséliens conservés, ce qui indique également la permanence d'une zonation identique au moins au cours du Pléistocène moyen car les données fournies par les dépôts et les paléosols manquent pour les périodes antérieures. L'héritage du relief modelé au niveau du substrat est donc globalement plus ancien dans cette région que dans la partie occidentale où existent des formes ou des retouches weichséliennes bien caractérisées dans la craie ou l'Eocène. En raison de l'amincissement et de la discontinuité de la couverture vers l'W, il en résulte une variété plus grande de la morphologie, favorisée en outre par les différenciations structurales et lithologiques. Si le Pléistocène récent fournit surtout un modèle pour la compréhension de l'évolution quaternaire, la longue période

antérieure, qui paraît faite de cycles comparables comme l'indiquent leurs formations analogues, est responsable du relief général car elle a été marquée en particulier par le creusement maximum des talwegs. La datation précise des étapes de cette évolution reste encore problématique, étant dans la dépendance d'une révision de la chronostratigraphie européenne intégrant les données régionales fournies par les formations continentales, les palcosols et les dépôts marins. Parmi d'autres indices, les terrasses étagées de la bordure artésienne, qui sont un élément de l'originalité de la zone occidentale, prouvent notamment que le terme de Saalien recouvre une période beaucoup plus complexe que celle du Weichsélien, ce qui doit s'appliquer aussi pour les étages antérieurs comme le montre la signification du "Cromérien". Les terrasses, en raison de leur caractère local, ne fournissent pas de critères décisifs dans la solution de ce problème qui bénéficierait au contraire, grâce à des moyens nouveaux de recherche, des données du colmatage du bas pays. Ce principe s'applique aux plaines du Nord qui s'apparentent à une zone de piedmont.

Dans cette perspective, les formations marines pléistocènes occupent une place privilégiée puisque, correspondant à des conditions interglaciaires, elles fournissent un jalon précisant le bilan du creusement antérieur. Les données stratigraphiques montrent avec le gisement littoral d'Herzele que lors de différentes phases du Pléistocène moyen, un âge cromérien étant une hypothèse possible pour la plus ancienne, le niveau de la mer, attesté par une sédimentation analogue à celle de la plaine maritime flamandaise, se trouvait proche de l'actuel.

De même les caractères de la fossilisation de la falaise de Sangatte plaident pour un âge marin antééénien, sans que ce type de site permette des conclusions ayant valeur de référence. Se trouve ainsi fondée l'ancienneté du changement paléogéographique ayant abouti à la configuration actuelle du bassin de la mer du Nord avec l'existence du Pas de Calais, événement dont l'importance explique les profondes modifications intervenues dans la morphologie régionale qui rendent aléatoires les reconstitutions antérieures.

La plaine maritime ne représente donc pas seulement l'héritage de l'Holocène si celui-ci, par ses phases les plus récentes, détermine les principaux aspects de son micro-relief de surface et la géographie des formations superficielles. Elle illustre, par suite des conditions d'une transgression postglaciaire, la discontinuité existant entre le relief continental et la morphologie littorale. A l'intérieur de cette vaste unité de la Mer du Nord, la partie française, qui possède à la fois la racine avec ses cordons de galets et les zones où ont été définis le Calaisien et le Dunkerquien, semble devoir, avec la Flandre belge, être conservée comme région-type du Flandrien grâce à la netteté de ses caractères stratigraphiques et paléogéographiques et à la concordance générale qui paraît exister avec les données néerlandaises. Si l'ensemble de la stratigraphie depuis la base de l'assise de Calais jusqu'au sommet de celle de Dunkerque traduit une montée générale progressive du niveau de la mer, au cours d'une série de phases transgressives comparables à celles de la Belgique et des Pays-Bas, la subdivision du Flandrien trouve sa justification régionale dans l'extension géographique du complexe de la tourbe de surface et des autres caractères qui l'accompagnent, ce qui repose en termes paléogéographiques le problème de la limite Calaisien-Dunkerquien.

Dans ce domaine comme dans d'autres, de nouvelles recherches, dont certaines sont d'ailleurs déjà largement entamées dans un cadre international ainsi que l'impose le Quaternaire régional, sont nécessaires pour prolonger, compléter ou modifier cet essai de synthèse régionale, en espérant qu'il aura pu momentanément servir à favoriser la compréhension du milieu géographique d'une marge française, relativement petite par sa surface, mais non par le nombre de ceux qui y vivent et y travaillent.

BIBLIOGRAPHIE

Cartes et Atlas

Cartes topographiques de l'Institut Géographique National :

- Carte de France et des pays limitrophes à 1/500 000 : Calais-Bruxelles.
- Carte de France à 1/250 000 : Boulogne-sur-mer (NM 31-4), Lille (NM 31-5), Amiens (31-8).
- Carte de France et des frontières à 1/200 000 (édition ordinaire et édition orohydrographique) : Dunkerque (2), Boulogne-Calais (3), Lille (4), Maubeuge (5), Amiens (9), Mézières (10).
- Carte de France à 1/100 000 (édition ordinaire et édition orohydrographique) : Dunkerque (K-1), Boulogne-sur-mer (J-2), Saint-Omer (K-2), Lille (L-2), Montreuil (J-3), Arras (K-3), Valenciennes (L-3), Maubeuge (M-3), Amiens (K-4), Cambrai (L-4), Avesnes (M-4).
- Carte à 1/50 000 (édition ordinaire et édition orohydrographique) : Calais (XXII-2), Dunkerque (XXIII-2), Hondshoote (XXIV-2), Marquise (XXI-3), Guines (XXII-3), Cassel (XXIII-3), Steenvoorde (XXIV-3), Halluin (XXV-3), Boulogne-sur-mer (XXI-4), Desvres (XXII-4), Saint-Omer (XXIII-4), Hazebrouck (XXIV-4), Lille (XXV-4), Leers-Tournai (XXVI-4), Montreuil (XXI-5), Fruges (XXII-5), Lillers (XXIII-5), Béthune (XXIV-5), Carvin (XXV-5), Saint-Amand (XXVI-5), Crespin-Mons (XXVII-5), Saint-Pol (XXIII-6), Arras

(XXIV-6), Douai (XXV-6), Valenciennes (XXVI-6), Le Quesnoy (XXVII-6), Maubeuge (XXVIII-6), Bapaume (XXIV-7), Cambrai (XXV-7), Le Cateau (XXVI-7), Avesnes (XXVII-7), Trélon (XXVIII-7), Péronne (XXV-8), Bohain (XXVI-8), Guise (XXVII-8), Hirson (XXVIII-8).

- Cartes à 1/25 000, 1/20 000 et 1/10 000 correspondant aux coupures de la carte au 1/50 000.

Carte du relief et des voies navigables de la région du Nord au 1/200 000 par R. DION (Société de Géographie de Lille).

Cartes géologiques du B.R.G.M. - Service Géologique National :

- Carte de la France à 1/1 000 000 : feuille Nord.
- Carte à 1/320 000 : Lille-Dunkerque (8-3).
- Carte à 1/80 000 : Calais-Dunkerque (2), Boulogne-Calais (3), Saint-Omer (4), Lille (5), Montreuil (6), Arras (7), Douai (8), Maubeuge (9), Amiens (12), Cambrai (13), Rocroi (14).
- Carte à 1/50 000 : Marquise, Guines, Cassel, Steenvoorde, Saint-Omer, Lille-Halluin, Fruges, Lillers, Béthune, Carvin, Saint-Amand-Crespin-Mons, Saint-Pol, Arras, Douai, Valenciennes, Le Quesnoy, Maubeuge, Cambrai, Le Cateau, Avesnes, Trélon-Hirson.
- Carte hydrogéologique à 1/50 000 : Douai, Valenciennes.

Carte géologique du département du Nord à 1/320 000 dressée sous la direction de J. GOSSELET par H. DOUXAMI et M. LERICHE (Société Géologique du Nord).

Cartes d'interprétation géologique et géotechnique et de documentation (B.R.G.M. - S.G.R. Lille) : à 1/50 000 : Lille-Sud, Zone minière du Pas-de-Calais, Zone littorale Nord-Pas-de-Calais, Zone urbaine de Boulogne-sur-mer ; à 1/25 000 : Zone de Saint-Omer (2 cartes).

Cartes topographiques de l'Institut Géographique Militaire de Belgique (Bruxelles).

Cartes géologiques de la Belgique - Service Géologique de Belgique (Bruxelles).

Cartes des sols de la Belgique à 1/20 000 - Centre de cartographie des sols (Gand).

Cartes des sols du département de l'Aisne à 1/25 000 - Chambre d'Agriculture de l'Aisne (Laon).

Atlas du Nord de la France, préparé par l'Institut de Géographie de l'Université de Lille sous la direction de J. BEAUJEU-GARNIER.

Atlas de Belgique - Atlas van Belgie (Bruxelles).

Atlas van Nederland - Atlas of the Netherlands ('s-Gravenhague).

Photographies aériennes : Missions de l'Institut Géographique National.

Calais-Dunkerque-Hondschoote 2202-2402 (1957)
Marquise-Guines-Cassel-Steenvoorde 2103-2403 (1957)
Halluin (1957)
Boulogne-Desvres-Saint-Omer 2104-2304 (1955)
Hazebrouck-Lille 2404-2504 (1957)
Montreuil-Fruges-Lillers 2105-2305 (1955)
Béthune-Carvin-Saint-Amand-Crespin-Mons 2405-2705 (1957)
Arras-Douai 2406-2506 (1955)
Valenciennes-Le Quesnoy-Maubeuge 2506-2806 (1957)
Bapaume-Cambrai 2407-2507 (1955)
Rue-Hesdin-Saint-Pol 2106-2306 (1955)
Le Cateau-Avesnes-Trélon 2607-2807 (1957)
Albert-Péronne 2408-2508 (1955)
Bohain-Saint-Quentin-La Fère 2608-2610 (1956)
Guise-Hirson 2708-2808 (1957)

Documents divers

Archives du Service Géologique régional - B.R.G.M. (Lille) :

- Rapports sur les données géologiques et hydrogéologiques acquises sur les feuilles à 1/20 000 et à 1/50 000.
- Dossiers de sondages et cartes d'implantation correspondant aux coupures de la carte à 1/50 000 (Code Minier).

Rapports du Laboratoire Géologique Régional - Ponts et Chaussées (Lille).

Ouvrages et articles

Liste des abréviations :

- A.G. : Annales de Géographie (Paris)
- A.S.G.B. : Annales de la Société Géologique de Belgique (Liège)
- A.S.G.N. : Annales de la Société Géologique du Nord (Lille)
- B.A.F.E.Q. : Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire (Paris)
- B.C.G. : Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. (Caen)
- B.I.G.B.P. : Bulletin d'Information de l'Association des Géologues du Bassin de Paris (Paris)
- B.P. : Biuletyn Peryglacjalny (Lodz)
- B.S.B.E.G. : Bulletin de la Société belge d'Etudes géographiques (Bruxelles)
- B.S.B.G. : Bulletin de la Société belge de Géologie (Bruxelles)
- B.S.C.G.F. : Bulletin du Service de la Carte Géologique de France (Paris)
- B.S.G.F. : Bulletin de la Société Géologique de France (Paris)
- B.S.P.F. : Bulletin de la Société Préhistorique de France (Paris)
- C.R.A.S. : Compte-rendus des séances de l'Académie des Sciences (Paris)
- C.R.S.S.G.F. : Compte-rendus sommaires des séances de la Société Géologique de France (Paris)
- G.M. : Geologie en Mijnbouw (Rotterdam)
- Mém. B.R.G.M. : Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Paris)
- R.G.D. : Revue de Géomorphologie Dynamique (Paris)
- R.G.P.G.D. : Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique (Paris)
- Z.G. : Zeitschrift für Geomorphologie (Berlin)

- AGACHE R. (1966) - Informations archéologiques, circonscription Nord-Picardie, Gallia Préhistoire, IX, p. 447-469, 34 fig.
- AGACHE R. (1968) - Informations archéologiques, circonscription Nord-Picardie, Gallia Préhistoire, XI, p. 267-309, 48 fig.
- AGACHE R. (1970) - Informations archéologiques, Région Nord-Picardie, Gallia Préhistoire, XIV, p. 271-310, 39 fig.
- AGACHE R. (1970) - Détection aérienne de vestiges protohistoriques gallo-romains et médiévaux dans le bassin de la Somme et ses abords, N° sp. Bull. Soc. Préh. Nord, Amiens, 230 p., 127 pl., 21 fig.
- AGACHE R. (1971) - L'habitat antique en Artois, d'après les premières prospections aériennes, Revue du Nord, LIII, p. 553-570, 3 fig., 4 pl. ph.
- AGACHE R., BOURDIER F. et PETIT R. (1963) - Le Quaternaire de la Basse Somme : tentative de synthèse, B.S.G.F. (7), V, p. 422-442, 16 fig.
- ALEXANDRE J. (1958) - Le modelé quaternaire de l'Ardenne centrale, A.S.G.B., LXXXI, p. M 213-331.
- ALIMEN H. (1967) - The Quaternary of France, in The Quaternary, The Geologic systems, Ed. K. RANKAMA, New York, vol. 2, p. 89-238, 33 fig., 13 tabl.
- ALIMEN H. (1965) - Atlas de Préhistoire, t.I Généralités, Méthodes, Paris.
- AMERYCKX J. (1961) - La genèse des polders maritimes belges, La Géographie-De Aardrijkskunde, XIII, Gand, p. 3-16, 6 fig.
- AMERYCKX J. et VERSCHELDE G. (1962) - Elementaire Bodenkunde, Gent, 2e édit., 131 p.
- ANTUN P. (1954) - Le poudingue de Malmédy et formations analogues, in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, Liège, p. 369-375.
- ARCY D. d' et ROUX J.C. (1971) - Carte du toit des Dièves en Picardie, in La Tectonique du Bassin de Paris, 1e p., Bull. B.R.G.M., 2e s., sect. I, p. 43-46, 1 carte.
- ARSIGNY C. (1964) - Nature des terrains crétacés et primaires de l'Est du Cambrésis d'après quelques observations récentes, A.S.G.N., LXXXIV, p. 253-255, 1 fig.
- BARDOU P. (1892) - Excursion au Cateau et à Solesmes, A.S.G.N., XX, p. 340-345.
- BARDOU P. et CONSTANT F. (1909) - Recherches sur la constitution des dunes du Nord de la France, A.S.G.N., XXXVIII, p. 362-368.
- BARON, CAPELE, DEVEY et TIBERGHEN (1970) - Flandre maritime, Essai de définition rapide des grandes lignes agro-pédologiques de la région des 2e et 3e sections de waterings, Lille, 41 p. dactyl. 4 fig. h.t.

- BARRIER R. (1963) - Les cartes clinographiques (élaboration, intérêt, limites), Norcois, X, p. 390-397.
- BARROIS Ch. (1876) - L'Eocène supérieur des Flandres, A.S.G.N., III, p. 84-87.
- BARROIS Ch. (1878) - Sur les sables de l'Empenpont, A.S.G.N., V, p. 78-79.
- BARROIS Ch. (1879) - Sur l'étendue du système tertiaire inférieur dans les Ardennes et sur les argiles à silex, A.S.G.N., VI, p. 340-376, 10 fig.
- BARROIS Ch. (1880 a) - Note sur la faune quaternaire de Sengatte, A.S.G.N., VII, p. 181-183.
- BARROIS Ch. (1880 b) - Sur les formations quaternaires et actuelles des côtes du Boulonnais, B.S.G.F. (3), VIII, p. 552-557.
- BARROIS Ch. (1905) - Découverte de galets de roches cristallines dans le banc de galets de Saint-Pierre-les-Calais, A.S.G.N., XXXIV, p. 111.
- BARROIS Ch. (1913) - Notes sur quelques sondages profonds exécutés entre Douai et Arras par la Cie de Châtillon-Comrentry, A.S.G.N., XLIII, p. 2-20.
- BASTIN B. (1967) - Pflanzegeographische Problem der offenen Vegetation Europas während der letzten Eiszeit, Berichten der Deutschen Botanischen Gesellschaft, Bd 80, 10, p. 697-704.
- BASTIN B. (1969) - Premiers résultats de l'analyse pollinique des loess en Belgique, B.A.F.E.G., VI, p. 3-11, 3 fig., 2 tabl.
- BASTIN B. (1970) - La chronostratigraphie du Würm en Belgique, à la lumière de la palynologie des loess et limons, A.S.G.B., XCIII, p. 545-580, 7 tabl.
- BASTIN B. (1971) - Recherche sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation de Würm, Acta Geographica Lovaniensia, vol. 9, 136 p., 5 fig., 19 tabl., 7 pl. h.t.
- BAUDET J.L. (1950) - Gravier à stratification inclinée dans les formations quaternaires, A.S.G.N., LXX, p. 67-74.
- BAUDET J.L. (1959) - Les industries des plages suspendues (de 5 m) du Nord de la France, Bull. Soc. Anthropol. Paris, X, p. 285-301, 7 fig.
- BAUDET J.L. (1960) - Epipleistocène flandais, Quartär, Festschrift L. Zotz, Bonn, p. 19-37, 10 fig.

- BAUDET J.L. (1961) - Essor leptolithique dans le Nord de la France, Ann. Soc. Roy. Arch. Bruxelles, L, p. 5-14, 8 fig.
- BAUDET J.L. (1965) - Contribution aux problèmes de répartition du vieux Paléolithique d'Europe septentrionale, Actes VII Congrès Intern. Sc. Préh., vol. II, sect. I-IV, Rome, p. 117-122, 3 fig.
- BAUDET J.L. (1967) - Les vestiges paléolithiques des limons, Bull. Inf. Géol. Bassin Paris, p. 181-183.
- BAUDET J.L. (1971) - La préhistoire ancienne de l'Europe septentrionale, Paris, 1971, 257 p., 119 fig., 4 tabl.
- BAUER J. (1964) - Etude sédimentologique comparée de quelques échantillons de craie et d'argile à silex à l'Ouest de Paris, C.R.S.E.G.F., p. 75-79.
- BAULIG H. (1952 a) - Essai d'une théorie des terrasses fluviales, B.S.B.E.G., XXI, p. 69-96, 3 fig.
- BAULIG H. (1952 b) - Surfaces d'aplanissement, A.G., LXI, p. 161-183 et p. 245-262.
- BAULIG H. (1956) - Vocabulaire franco-anglo-allemand de Géomorphologie, Paris, 230 p.
- BAULIG H. (1959) - Morphométrie, A.G., LXVIII, p. 385-408.
- BEAUJEU-GARNIER J. (1952) - Quelques données nouvelles à propos des massifs anciens, R.G.D., p. 57-77, 3 fig.
- BEAUJEU-GARNIER J. (1971) - La géographie : méthodes et perspectives, Paris, 141 p.
- BEAUJEU-GARNIER J. (1972) - Le relief de la France, Paris, 368 p., 152 fig.
- BECOURT H. (1877) - Le sol de la partie septentrionale de la forêt de Mormal, A.S.G.N., V, p. 72-75.
- BECOURT H. (1888) - Histoire et Géographie de la forêt de Mormal, Lille, 148 p.
- BENNEMA J. (1954) - Holocene movements of land- and sea-level in the coastal area of the Netherlands, G.M., n. s., XVI, p. 254-264, 2 fig.
- BENNEMA J., GEUZE E.C.W.A., SMITS H. et WIGGERS A.J. (1954) - Soil compaction in relation to quaternary movements of sea-level and subsidence of the land, especially in the Netherlands, G.M., n.s., XVI, p. 173-178.

- BERTHOIS L. (1959) - Technique de l'analyse granulométrique, C.D.U., Paris, 64 p., 19 fig., 13 tabl.
- BERTHOIS L. et C. (1952) - Méthode d'étude morphométrique des graviers, C.R.A.S., CCXXXIV, p. 224-226.
- BERTOUILLIE H. (1963 a) - Landénien et Quaternaire de l'Artois, Thèse, Paris, 244 p., 17 pl. h.t., 4 ph.
- BERTOUILLIE H. (1963 b) - Contribution à l'étude du Quaternaire de l'Artois, région de Béthune, B.S.G.F. (7), V, p. 419-421, 1 fig.
- BERTOUILLIE H. (1969) - Quaternaire de l'Artois (France), B.P., 19, p. 5-84, 24 fig.
- BEUGNIES A. (1964) - Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne, R.G.P.G.D. (2), vol. VI, fasc. 4, p. 269-277, 12 fig.
- BIETLOT A. (1941) - Méthodes d'analyse granulométrique. Application à quelques sables éocènes belges, A.G.B., LXIV, p. M80-174.
- BIROT P. (1949) - Essai sur quelques problèmes de morphologie générale, Lisbonne.
- BIROT P. (1954) - Problèmes de morphologie karstique, A.G., IXIII, p. 161-192.
- BIROT P. (1955) - Les méthodes de la morphologie, Paris, 177 p., 16 fig.
- BIROT P. (1962) - Contribution à l'étude de la désagrégation des roches, C.D.U., Paris, 230 p. 17 fig.
- BIROT P. (1966) - Le relief calcaire, C.D.U., Paris, 238 p., 28 fig.
- BIROT P. (1968) - Précis de Géographie physique générale, Paris, 340 p., 83 fig., 22 pl.
- BLANCHARD R. (1906) - La Flandre, étude géographique de la plaine flamande, en France, Belgique et Hollande, Lille, 530 p., 76 fig., 2 pl. h.t., rééd. 1970, Handzame.
- BLANCHARD R. (1916-17) - L'origine des Moëres de la plaine maritime flamande, La Géographie, XXXI, p. 337-341.
- BLONDEAU A. (1965) - Le Lutétien des bassins de Paris, de Belgique et du Hampshire. Etude sédimentologique et paléontologique, Thèse sc. Paris, 465 p., 130 fig., 10 cartes, 50 ph.
- BLONDEAU A., CAVELIER C., FEUGUEUR L. et POMEROL Ch. (1965) - Stratigraphie du Paléogène du bassin de Paris en relation avec les bassins avoisinants, B.S.G.F., (7), VII, p. 200-221, 8 tabl.
- BLONDEAU A., CAVELIER C. et POMEROL Ch. (1964) - Influence de la tectonique du Pays de Bray sur les formations paléogènes au voisinage de sa terminaison orientale, B.S.G.F. (7), VI, p. 357-367, 2 fig.

- BLONDEAU A., CAVELIER C. et POMEROL Ch. (1965) - Néotectonique du Pays de Bray (Bassin Parisien), R.G.P.G.D., VII, p. 197-204, 3 fig.
- BLONDEAU A. et POMEROL Ch. (1964) - Contribution à l'étude sédimentologique de l'Eocène du Kent et du Hampshire, in Colloque sur le Paléogène, Mém. B.R.G.N., 28, vol. 2, p. 579-584.
- BONHOMME M., ODIN G.S., POMEROL Ch. (1968) - Age des formations glauconieuses de l'Albien et de l'Eocène du Bassin de Paris, in Colloque sur l'Eocène, mém. B.R.G.N., 68, vol. 1, p. 339-346, 4 tabl., 1 fig.
- BONTE A. (1936 a) - Observations sur l'axe de l'Artois dans la Région de Vimy, A.S.G.N., LXI, p. 126-135.
- BONTE A. (1936 b) - Le tuf de la vallée de la Rhonelle, A.S.G.N., LXI, p. 153-155.
- BONTE A. (1954) - Poches de dissolution, argiles de décalcification et grès mamelonnés dans la région d'Arras (Pas-de-Calais) A.S.G.N., LXXIV, p. 67-93, 8 fig.
- BONTE A. (1955 a) - Vallées quaternaires renblayées dans les environs de Lille, A.S.G.N., LXXV, p. 111-122.
- BONTE A. (1955 b) - Sur la signification du Diluvium de l'Artois, A.S.G.N., LXXV, p. 160-173, 2 fig., 1 pl.
- BONTE A. (1955 c) - Les formations superficielles à silex du N de la France, C.R.A.S., 241, p. 1211-1213.
- BONTE A. (1955 d) - Age et origine des formations superficielles à silex, C.R.A.S., 241, p. 1318-1320.
- BONTE A. (1955 e) - Sur quelques aspects de la dissolution des calcaires, 80e Cong. Soc. Sav. Lille, p. 109-116, 1 fig.
- BONTE A. (1957 a) - Observations sur l'épaisseur de la craie solifluée dans le Nord de la France, A.S.G.N., LXXVII, p. 8-11.
- BONTE A. (1957 b) - Observations sur le Dôme du Méantois, A.S.G.N., LXXVII, p. 154-163, 1 fig.
- BONTE A. (1958) - Sur divers aspects de la circulation des eaux souterraines. Applications à la recherche de l'eau dans les calcaires, A.S.G.N., LXXVIII, p. 183-198, 3 fig.
- BONTE A. (1959 a) - La destruction des falaises du Blanc-Nez, A.S.G.N., LXXIX, p. 183-184.

- BONTE A. (1959 b) - Influence des morts-terrains sur l'exploitation des matériaux de construction, B.S.G.F. (7), I, p. 493-496.
- BONTE A. (1960) - Origine et destinée des dépôts superficiels du plateau de Verdrel (Pas-de-Calais), A.S.G.N., LXXX, p. 91-94.
- BONTE A. (1963 a) - Observations à la communication de J.P. et C. DESTOMBES, A.S.G.N., LXXX, p. 56.
- BONTE A. (1963 b) - Les remplissages karstiques, Sedimentology, Amsterdam, 2, p. 335-340, 3 fig.
- BONTE A. (1965 a) - Le Wealdien du Boulonnais, in Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, sept. 1963), Mém. B.P.G.M., 34, p. 327-331.
- BONTE A. (1965 b) - Bauxites et argiles à silex, deux formations colluviales, 90e Cong. nat. Soc. Sav. Nice, t. II, p. 9-23, 1 fig., 2 pl.
- BONTE A. (1966 a) - Le Quaternaire de la Pointe aux Oies entre Wismereux et Ambleteuse (Pas-de-Calais), A.S.G.N., LXXXVI, p. 183-186, 1 fig.
- BONTE A. (1966 b) - Le sous-sol de la Cité Scientifique, A.S.G.N., LXXXV, p. 357-367, 5 fig.
- BONTE A. (1966 c) - Sables et grès. Diagenèse précoce et diagenèse tardive, 91e Cong. Nat. Soc. Savantes Rennes, t II, p. 175-191, 2 fig.
- BONTE A. (1967 a) - L'"argile à silex" du Nord de la France, Mém. h. sér. Soc. Géol. Fr., n° 4, p. 7-8.
- BONTE A. (1967 b) - L'argile à silex, Bull. Liaison Labor. Routiers Ponts et Ch. n° 24, p. 2.1-2.16, 25 fig.
- BONTE A. (1968 a) - Le Bathonien supérieur à Réty-Locquinghen (Pas-de-Calais), A.S.G.N., LXXXVIII, p. 17-18.
- BONTE A. (1968 b) - Le Diestien du Nord de la France, Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne, Rennes, XIII, C.R. Coll. Intern. Et. Neog. nordique, 1965, p. 55-57.
- BONTE A. (1969) - Le Boulonnais, A.S.G.N., LXXXIX, p. 23-46, 2 fig.
- BONTE A. (1971) - Poches de dissolution et argile résiduelle, A.S.G.N., XCI, p. 39-46, 2 pl.
- BONTE A. et BROQUET P. (1962) - L'Aptien du Boulonnais, B.S.C.G.F. C.R. Collab. Camp. 1961, LIX, p. 1-5, 1 fig.

- BONTE A., BROQUET P., BELLERY B., DEZWARTE J.M., FENET B. (1964) - La craie phosphatée dans le Nord et le Pas-de-Calais, A.S.G.N., LXXXIV, p. 41-42.
- BONTE A., BROQUET P., DESTOMBES J.P., GOULLIART M., HATRIVAL J.N., HOYEZ B., LEROUX B., RESENDE S., SAVARY M., SOMME J. et THIBAUT P.M. (1971) - Carte géologique 1/50 000 Marquise XXI-3, "Boulonnais-Nord".
- BONTE A. et DEBRABANT P. (1973) - Etude géochimique de l'argile résiduelle de la craie, A.S.G.N., XCIII, p. 95-115, 5 fig., 11 tabl.
- BONTE A., DESTOMBES J.P., HATRIVAL J.N., HOYEZ B., SOMME J. et THIBAUT P.M. (1971) - Carte géologique 1/50 000 Guines XXII-3.
- BONTE A. et GODFRIAUX I. (1958 a) - Le Wealdien du Boulonnais, B.S.C.G.F., C.R. Collab. Camp. 1957, LVI, p. 20-26, 4 fig.
- BONTE A. et GODFRIAUX I. (1958 b) - Les formations de passage du Jurassique au Crétacé dans le Boulonnais, A.S.G.N., LXXVIII, p. 71-88, 2 fig., 1 pl.
- BONTE A. et HEINZELIN J. DE (1966) - Compte-rendu de la Session extraordinaire de la Soc. belge Géol. Paléont. et Hydr. et de la Soc. géol. de Belg. dans le Boulonnais du 8 au 11 sept. 1966, B.S.B.G., LXXV, fasc. 3, p. 245-305.
- BONTE A. et RICHEL E. (1953) - Observations sur le Landénien continental de Foyelles-sur-Escaut, A.S.G.N., LXXIII, p. 197-202, 2 fig.
- BONTE A. et WATERLOT G. (1968) - Trois forages au Primaire au Nord de Lille, A.S.G.N., LXXXVIII, p. 83-88.
- BORDES F. (1947) - Les limons quaternaires du Bassin de Paris et du Nord de la France, in Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe, sess. extraordin. Soc. belges Géol., 19-20 sept. 1946, Bruxelles, p. 362-371.
- BORDES F. (1951) - Loess et cailloutis : le complexe loessique, phénomène cyclique, in Sédimentation et Quaternaire, 1949, Bordeaux, p. 173-181.
- BORDES F. (1952) - Stratigraphie des loess et évolution des industries paléolithiques dans l'Ouest du Bassin de Paris, L'Anthropologie, LVI, p. 1-39, 8 fig. et p. 405-452, 28 fig.
- BORDES F. (1953) - Recherches sur les limons quaternaires du Bassin de la Seine, Paris, 472 p., 175 fig., 34 tabl.

- BORDES F. (1963) - Les loess de Goderville et la stratigraphie du Quaternaire récent, B.S.G.F. (7), V, p. 443-445.
- BORDES F. (1969) - Le loess en France, in Etudes françaises sur le Quaternaire, suppl. B.A.F.E.Q., VIIIe Congrès INQUA, Paris, p. 69-76, 4 fig.
- BULY DE LESDAIN (1912) - Compte-rendu de la réunion extraordinaire annuelle de la Société Géologique du Nord aux dunes internes de Chyvelde le 16 juin 1912, A.S.G.N., XLI, p. 161-170.
- BOURCART J. (1956) - Transgressions et régressions marines. Le point de vue d'un océanographe, B.S.B.G., LXV, p. 138-164.
- BOURDIER F. (1957) - Quaternaire de la France, in Lexique Stratigraphique international, Paris, vol. I, fasc. 4b.
- BOURDIER F. (1959) - Origine et succès d'une théorie géologique illusoire : l'eustatisme appliqué aux terrasses alluviales, R.G.D., X, p. 16-29.
- BOURDIER F. (1967 a) - Aperçu sur la stratigraphie des limons quaternaires du Bassin de Paris, B.I.G.B.P., 13, p. 185-187, 1 tabl.
- BOURDIER F. (1967 b) - Préhistoire de France, Paris, 412 p., 152 fig.
- BOURDIER F. (1969 a) - Etude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme, B.I.G.B.P., 21, p. 169-231, 105 fig.
- BOURDIER F. (1969 b) - Sur la position chronologique du Paléolithique de Sangatte, Wisant et Winereux (Pas-de-Calais), B.S.P.F., LXVI, p. 230-231.
- BOURDIER F. (1971) - Les anciens rivages quaternaires en France. Théories et réalités, Quaternaria, XV, p. 105-110.
- BOURDIER F., CHALINE J. et PUISSEGUR J. J. (1969) - Données nouvelles sur les mollusques et les microneumifères quaternaires des régions d'Amiens et de Paris, C.R.A.S., 268, p. 266-269.
- BOUROZ A. (1956) - Contribution à l'étude des failles épicrétacées de l'Artois, A.S.G.N., LXXVI, p. 51-62, 3 fig., 3 pl.
- BOUROZ A. (1960) - La structure du Paléozoïque du Nord de la France, au sud de la Grande Faille du Midi, A.S.G.N., LXX, p. 101-112, 3 fig., 1 pl.
- BOUROZ A. (1969) - Le Carbonifère du Nord de la France, A.S.G.N., LXXXIX, p. 47-65, 8 fig.
- BOUSSEMAER A. (1884) - Notes sur les couches supérieures du Mont Aigu, A.S.G.N., XI, p. 243-245 et 381-384.

- BOUSSEMAER A. (1885) - La colline de Mons-en-Baroeul, A.S.G.N., XII, p. 302-304.
- BOUSSEMAER A. (1889) - Sur le Panisélien du Mont des Chats, A.S.G.N., XVI, n. 118-122.
- BOUTRY J. et DOLLE P. (1968) - Le Quaternaire de la vallée de l'Aa, A.S.G.N., LXXXVIII, p. 19-23, 1 fig., 1 tabl. h.t.
- BOUTRY J., DOLLE P. et TIEGHEM G. (1968) - Quelques précisions sur le Quaternaire des carrières d'Elnes et d'Hallines, A.S.G.N., LXXXVIII, p. 173-178, 2 pl. h.t.
- BOYE M. (1960) - Morphonétrie des galets de quartz en Guyane française, R.G.D., XI, p. 13-27, 3 fig., 3 pl., 2 tabl.
- BRAJNIKOV B. (1937) - Recherches sur les formations appelées "Argile à silex" dans le bassin de Paris, R.G.P.G.D., X, p. 1-90 et 109-130, 6 fig., 6 pl., 1 carte.
- BRAND G., HAGEMAN B.P., JELGERSMA S., SINDOWSKI K.H. (1965) - Die lithostratigraphische Unterteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste, Geol. Jb., 82, Hannover, p. 365-384, 10 fig., 3 tabl.
- B.R.G.M. (1967) - Données hydrogéologiques sur Guines, Cassel, Desvres, St Omer.
- BRIQUET A. (1904) - Remarques sur la composition de l'étage thanétien inférieur dans le Nord de la France, A.S.G.N., XXXIII, p. 116-123.
- BRIQUET A. (1905 a) - Extension de la plage soulevée de Sangatte, A.S.G.N., XXXIV, p. 109-111.
- BRIQUET A. (1905 b) - Quelques phénomènes de capture dans le bassin de l'Aa, A.S.G.N., XXXIV, p. 111-120, 1 pl.
- BRIQUET A. (1905 c) - Compte Rendu de l'excursion à Ennetières-en-Weppes, A.S.G.N., XXXIV, p. 124-129.
- BRIQUET A. (1906 a) - Observations sur la composition des terrains éocènes inférieurs du Nord de la France, A.S.G.N., XXXV, p. 132-177, 3 fig., 1 tabl.
- BRIQUET A. (1906 b) - Observations sur la composition du Crétacé inférieur dans le Boulonnais, A.S.G.N., XXXV, p. 202-210.
- BRIQUET A. (1906 c) - Notes sur quelques formations quaternaires du littoral du Pas-de-Calais, A.S.G.N., XXXV, p. 211-236, 2 fig.
- BRIQUET A. (1906 d) - Sur le limon brabantien, A.S.G.N., XXXV, p. 272.
- BRIQUET A. (1906 e) - Sur l'origine des collines de Flandre : quelques considérations de tectonique et d'hydrographie, A.S.G.N., XXXV, p. 273-288.

- BRIQUET A. (1906 f) - Contribution à l'étude des origines du réseau hydrographique du Nord de la Belgique, B.S.B.G., XX, p. 71-82.
- BRIQUET A. (1907 a) - Note préliminaire sur quelques points de l'histoire plio-pléistocène de la région gallo-belge, A.S.G.N., XXXVI, p. 2-45.
- BRIQUET A. (1907 b) - Note complémentaire sur l'origine des collines de Flandre, A.S.G.N., XXXVI, p. 145-149.
- BRIQUET A. (1908 a) - La pénéplaine du Nord de la France, A.G., XVII, p. 205-223.
- BRIQUET A. (1908 b) - Sambre et Oise : une capture, A.S.G.N., XXXVII, p. 14-22.
- BRIQUET A. (1909 a) - Galets de Oldhaven sur le Blanc Nez, A.S.G.N., XXXVIII, p. 160-161.
- BRIQUET A. (1909 b) - L'oolithe silicifiée dans le poudingue de Renaix, A.S.G.N., XXXVIII, p. 161-163.
- BRIQUET A. (1910 a) - Les sédiments pauvres d'âge pliocène supérieur en Artois, A.S.G.N., XXXIV, p. 172-185.
- BRIQUET A. (1910 b) - Sur la succession des cycles d'érosion dans la région gallo-belge, C.R.A.S., CLI, p. 172-174.
- BRIQUET A. (1910 c) - Sur la genèse des formes du relief dans la région gallo-belge, C.R.A.S., CLI, p. 348-350.
- BRIQUET A. (1910 d) - Sur l'existence d'une pénéplaine fossile d'âge récent dans la région gallo-belge et sur l'origine du réseau hydrographique actuel, C.R.A.S., CLI, p. 658-660.
- BRIQUET A. (1919 a) - Vestiges de l'étage yprésien à Bourlon et sur le Blanc Nez, A.S.G.N., XLIV, p. 106-109.
- BRIQUET A. (1919 b) - Turonien supérieur et Sénonien inférieur dans le Nord de la France, A.S.G.N., XLIV, p. 127-137.
- BRIQUET A. (1919 c) - Observations nouvelles sur la géologie des collines de Flandre, A.S.G.N., XLIV, p. 109-115.
- BRIQUET A. (1921) - Sur l'origine du Pas-de-Calais, A.S.G.N., XLVI, p. 141-157, 1 fig.
- BRIQUET A. (1922) - Carte tectonique de l'Artois et des régions voisines, Congrès Géog. Intern., Bruxelles, p. 387-422, 1 carte h.t.
- BRIQUET A. (1923 a) - Les formations pléistocènes des environs de Sangatte, A.S.G.N., XLVIII, p. 176-184.

- BRIQUET A. (1923 b) - Roches exotiques et glaces flottantes, A.S.G.N., XLVIII, p. 184-186.
- BRIQUET A. (1924) - Remarques complémentaires sur la tectonique de l'Artois, A.S.G.N., XLIX, p. 39-48.
- BRIQUET A. (1930) - Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique, Orléans, 439 p., 151 fig., 1 pl.
- BRIQUET A. (1931) - La surface d'aplanissement prélandénienne dans la craie de l'Artois et des régions voisines, Congrès international de Géographie, Paris, II, p. 435-437, 2 fig., 1 carte h.t.
- BRIQUET A. (1931) - Littoral du Nord, Exc B2, Congr. int. Géogr. Paris, p. 13-52, 16 fig.
- BRIQUET A. (1940-1945) - Basses terrasses et plaines maritimes littorales, A.S.G.N., LXV, p. 89-96.
- BRUNET R. (1963) - Les cartes de pentes, Rev. géogr. Pyr. Sud-Ouest, XXXIV, p. 317-334.
- BRUYELLE P. (1967) - La plaine maritime du Nord de la France, la morphologie littorale ancienne et récente et ses conséquences en géographie humaine : mission I.G.N. n° 2202-2402, cliché n° 45 1957, carte Dunkerque 1/20 000 n° 5-6, Photointerprétation, n° 3, p. 35-36, 43-44.
- BRUYELLE P. et GAMBLIN A. (1970) - Présentation géographique, in Histoire de Lille, t. I, Des origines à l'avènement de Charles Quint (Dir. G. FOURQUIN), Lille, p. 11-74.
- BUDEL J. (1959) - Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der Klimatischen Solifluktionstypen, Erkunde, XIII, p. 297-314.
- BUNGE W. (1962) - Theoretical Geography, Lund, 208 p.
- CABAL M. (1967) - Trouvailles archéologiques aux Noires-Terres à Ardres, Bull. Soc. Ac. Ant. Morinie, XX, p. 638-646.
- CABAL M. (1970) - Le site archéologique des Noires-Terres à Ardres. Etude de la céramique sigillée, Mém. Maîtrise Hist. Lille, 149 p. dactyl.
- CABAL M. (1973) - Le site archéologique d'Ardres, Pas-de-Calais, Revue du Nord, n° 216, p. 17-28, 4 pl. h.t.
- CAILLIERE S. et HENIN S. (1963) - Minéralogie des argiles, Paris, 355 p.
- CAILLEUX A. (1942) - Les actions éoliennes périglaciaires en Europe, Mém. Soc. Géol. France, XXI, 46, 176 p.
- CAILLEUX A. (1943 a) - Distinction des sables marins et fluviatiles, B.S.G.F. (5), XIII, p. 125-138.
- CAILLEUX A. (1943 b) - Fissuration de la craie par le gel, B.S.G.F., (5), XIII, p. 511-520, 7 fig., 1 pl. h.t.
- CAILLEUX A. (1945) - Distinction des galets marins et fluviatiles, B.S.G.F. (5), XV, p. 375-404, 10 fig., 11 tabl.
- CAILLEUX A. (1947) - Granulométrie des formations à galets, in Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe, Bruxelles, p. 91-114.
- CAILLEUX A. (1953) - Les loess et limons éoliens de France, B.S.C.G.F., LI, n° 240, p. 437-460, 2 fig., 9 tabl., 1 pl.

- CAILLEUX A. et TRICART J. (1963) - Initiation à l'étude des sables et des galets, Paris, 3 vol.
- CALEMBERT L. et GULINCK M. (1954) - L'Oligocène, in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, p. 495-532, 13 fig.
- CARPENTIER A. (1927) - La flore wealdienne de Féron-Glageon (Nord), Mém. S.G.N., X, n° 1.
- CARTER D.J. et DESTOMBES J.P. (1972) - Stratigraphie du Cénomanien du détroit du Pas-de-Calais, in Colloque sur la Géologie de la Manche, Paris, 1971, Mém. B.R.G.M., n° 79, p. 117-121, 1 fig.
- CARTIGNY J. (1971) - Contribution à l'étude des loess dans le Valenciennois, Mém. Maîtrise Géogr., Lille, 89 p. dactyl., 21 fig. Cartographie géomorphologique. Travaux de la R.C.P. 77 (1971) - Ném. et Doc. C.F.R.S., n° 5, vol. 12, 267 p., 13 cartes h.t.
- CAVELIER C. (1960) - Découverte d'un poisson dans l'Yprésien de Phalempin (Nord), A.S.G.N., LXXX, p. 95-98, 1 fig.
- CAVELIER C. et CHATEAUNEUF J.J. (1971) - Présence de microplancton kinrédigien remanié dans l'Yprésien au S du Bray : preuves de mouvements tectoniques paléocènes, in La Tectonique du Bassin de Paris, 1e p., Bull. B.R.G.M., 2e s., sect. 1, n° 2, p. 63-66.
- CAYEUX L. (1888) - Excursion géologique dans le Boulonnais, A.S.G.N., XV, p. 319-339.
- CAYEUX L. (1890) - Ondulations de la craie de la feuille de Cambrai et rapports de la structure ondulée avec le système hydrographique de cette carte, A.S.G.N., XVII, p. 71-90, 1 pl.
- CAYEUX L. (1891 a) - Etude micrographique du tuffeau à *Cyprina planata* du Nord de la France et de la Belgique, A.S.G.N., XIX, p. 90-95.
- CAYEUX L. (1891 b) - Réunion annuelle extraordinaire de la Société géologique du Nord à Cambrai, le 28 juin 1891, A.S.G.N., XIX, p. 237-251.
- CAYEUX L. (1891 c) - Composition minéralogique des sables glauconieux landéniens du Nord de la France, A.S.G.N., XIX, p. 264-265.
- CAYEUX L. (1891 d) - Etude comparée des résidus des craies à *Terebratulina gracilis* et à *Micraster breviporus* des environs de Lille, C.R.S.S.G.F., 6, p. 10.
- CAYEUX L. (1897) - Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires, 1. Etude de quelques dépôts siliceux secondaires et tertiaires du Bassin de Paris et de la Belgique, 2. Craie du Bassin de Paris, Th. Sciences Lille, 589 p., 20 fig.
- CAYEUX L. (1906) - Structure et origine des grès du Tertiaire parisien, Et. Cites Min. France, Paris, 131 p., 23 fig., 10 pl. h.t.

- CAYEUX L. (1916) - Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires, Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. détaillée de la France, Paris, 524 p., 80 fig., 56 pl. h.t.
- CAYEUX L. (1929) - Les roches sédimentaires de France, les roches siliceuses, Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris, 696 p., 17 fig., 30 pl. h.t.
- CAYEUX L. (1935) - Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (calcaires et dolomies), Paris, 447 p., 36 pl.
- CELET P. (1956) - La surface des marnes grises à Terebratulina rigida (Turonien moyen) sur la feuille de Cambrai au 1/80 000, A.S.G.N., LXXVI, p. 14-24, 1 fig.
- CELET P. (1968) - Feuille géologique de Cambrai 1/50 000, XXV-7.
- CELET P. (1969) - Géologie du Cambrésis et des régions environnantes, A.S.G.N., LXXXIX, p. 91-102, 5 fig.
- C.F.P.(M), COPESEP, R.A.P. et S.N.P.A.. (1965) - Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France, A.S.G.N., LXXXV, p. 273-281, 3 cartes h.t. - corednulla, LXXXVI, p. 115-128.
- CHALINE J. (1972) - Le Quaternaire, Paris, 338 p., 66 fig., 43 tabl., 16 pl.
- CHARLIER C. (1951) - Etude systématique des tremblements de terre belges récents (1900-1950), Observ. Roy. Belg., Public. Service Séismolog. et gravim., Série S, n° 10, 4e partie : La sismicité de la Belgique, 60 p.
- CHARLIER C., JONES L. (1951) - L'apport de la Séismologie, de la Gravinétrie et de la Géodésie dans la connaissance actuelle de l'écorce terrestre en Belgique. Concordance remarquable des résultats, Acad. Roy. Belg., Bull. Cl. des Sc., p. 780-782.
- CHARTIEZ Ch. et PRUVOST P. (1939) - Sondages à Lille (extrémité Sud-Ouest), A.S.G.N., LXIV, p. 22.
- CHELLONNEIX E. (1870) - Etude géologique des collines tertiaires du département du Nord, comparées avec celles de la Belgique, Lille, 228 p., 7 pl. h.t.
- CHELLONNEIX E. (1873 a) - Ursus Arctos dans le diluvium de Beuvry, A.S.G.N., I, p. 33-35.
- CHELLONNEIX E. (1873 b) - Découverte d'un Elephas primigenius à Sangatte, A.S.G.N., I, p. 38-40.
- CHELLONNEIX E. (1875 a) - Note sur la colline de Mons-en-Baroeul et l'argile du Dieu-de-Marcq, A.S.G.N., II, p. 82-84.
- CHELLONNEIX E. (1875 b) - Note sur les environs de Tourcoing, A.S.G.N., II, p. 123-127.

- CHELLONNEIX E. (1875 c) - Couches landériennes au pied des Noires-Mottes et disposition des grès diéstiens dans les mêmes buttes, A.S.G.N., III, p. 20-21.
- CHELLONNEIX E. (1879) - Note sur le limon des environs de Lens, A.S.G.N., VI, p. 384-383.
- CHELLONNEIX E. et ORTLIEB J. (1879 a) - Traces des silex à Murmulitos et de la couche à Cyrena Morisii aux environs de Béthune, A.S.G.N., VI, p. 47-48.
- CHELLONNEIX E. et ORTLIEB J. (1879 b) - Note sur les affleurements tertiaires et quaternaires visibles sur le parcours de la voie ferrée en construction entre Tourcoing et Menin, A.S.G.N., VI, p. 51-60, 2 fig.
- CHOLLEY A. (1956) - Carte morphologique du Bassin de Paris, Centre de Docum. cartogr. et géogr. Mén. et Doc. C.M.R.S., Paris, V, 103 p., 1 carte h.t.
- CHOLLEY A. (1957) - Recherches morphologiques, Paris, 207p., 27 fig.
- CHORLEY R.J. (1966) - The application of statistical methods to Geomorphology, in Essays in Geomorphology, Londres, p. 275-387, 49 fig.
- Colloque sur la Géologie de la Manche (1972) - Mém. B.R.G.F., n° 79, 726 p.
- Colloque sur les argiles à silex du Bassin de Paris (1967) - Mém. h. sér. Soc. Géol. France, n° 4, 87 p.
- Colloque sur les limons du Bassin de Paris (1969) - Mém. h. sér. Soc. Géol. France, n° 5, 143 p.
- COMMONT V. (1912) - Note sur le Quaternaire du Nord de la France, de la vallée du Rhin et de la Belgique, A.S.G.N., XII, p. 12-52, 9 fig.
- COMMONT V. (1913) - Le limon gris à Succinées du Quaternaire du N de la France, A.S.G.N., XIII, p. 247.
- COMMONT V. (1916) - Le Quaternaire des tranchées du Nouveau Canal du Nord, L'Anthropologie, XXVII, p. 309-350 et 517-538, 38 fig.
- COQUE-DELHUILLE B. (1972) - Recherches sur les formations quaternaires et le modelé de la Flandre maritime dunkerquoise, Cah. Géogr. phys. Lille, 1, p. 45-63, 6 fig.
- CORBET J. (1957) - Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe, Mém. et Doc., n° 12, Inst. Et. Rhod., Lyon, 541 p.
- CORBET J. (1959) - Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie), A.G., LXVIII, p. 97-120, 11 fig., 2 pl. h.t.
- CORNET J. (1904) - Etudes sur l'évolution des rivières belges, A.S.G.B., XXXI, p. M. 261-500, 36 fig.
- CORNET J. (1925) - La Haine, l'Escaut et le Dôme du Mélançois, A.S.G.B., LXVIII, p. B. 105-113.

- CORSIN P. (1950) - Découverte de sédiments rhétiens dans le Boulonnais. Etude préliminaire de leur flore et de leur faune, A.S.G.N., LXX, p. 243-272, 8 fig.
- CORSIN P. et P. (1970) - Un siècle et demi de Paléobotanique dans le Nord de la France, A.S.G.N., Rapport Trav. Centen., XC, p. 223-252, 8 pl. h.t.
- COURTY G. (1916) - La vallée de l'Aa dans le pays de l'Artois, B.S.P.F., p. 1-7, 1 fig.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P., PELLERIN J. (1970) - Gélifraction expérimentale des calcaires de la Campagne de Caen ; comparaison avec quelques dépôts périglaciaires de cette région, B.C.G., n° 6, p. 7-44, 15 fig., 1 pl.
- CRISTIN M. (1969) - Cartographie géomorphologique détaillée de la feuille de Desvres 1/25 000, n° 1-2 et 5-6, Mém. Maîtrise Géogr. Lille, 2 vol., 67 p. dactyl., 142 fig., 1 carte h.t.
- CROMMELIN R.D. (1951) - Quelques aspects granulométriques et minéralogiques de la sédimentation le long de l'estuaire de l'Escaut, in Sédimentation et Quaternaire, Bordeaux, p. 63-71, 1 fig., 3 tabl.
- CUNAT-BOGE N. (1973) - Méthodes d'analyse granulométrique. Essai d'interprétation, Mém. Maîtrise Géogr., Lille, 157 p. dactyl., 52 fig.
- CUVELIER J.C. (1967) - Cartographie géomorphologique de la vallée de la Marque, (Carvin 3-4 NE 1/25 000), Mém. Ann. D.E.S. Géogr., Lille, 15 p. dactyl.
- CZUDEK J. et DEMEK J. (1970) - Pleistocene cryopedimentation in Czechoslovakia, Acta Geographica Lodziensia, Lodz, 24, p. 101-108, 4 fig.
- DAMETTE J. (1959) - Le bassin d'Arras. Cambrai, Mém. DES. Géogr., Lille, 112 p. dactyl., 16 fig.
- DASSONVILLE G. (1965) - Résultats obtenus à la suite de l'exécution d'un nouveau forage dit "forage du jardin d'enfants" à l'établissement thermal de Saint-Amand-les-Eaux (Nord), A.S.G.N., LXXV, p. 69-74.
- DASSONVILLE G. (1966) - Observations géologiques nouvelles à la carrière de Raimbeaucourt (Nord), A.S.G.N., LXXXVI, p. 193-195, 1 tabl.
- DEBRAY H. (1872) - Etude géologique et archéologique de quelques tourbières du littoral flamand et du département de la Somme, Mém. Soc. Sc. Agr. Arts Lille, 3e s., XI, p. 433-486, 13 pl. h.t.
- DEBRAY H. (1873) - Tourbières d'Ardrès, Guenps, Northkerque et Looberghe, A.S.G.N., I, p. 19-22.
- DEBRAY H. (1874 a) - Altitudes de plusieurs couches de tourbe de Dunkerque et limites de leur prolongement vers la mer, A.S.G.N., I, p. 84-85.

- DEBRAY H. (1874 b) - Coupe prise près du canal de la Basse-Deûle, à Lille, A.S.G.N., II, p. 61.
- DEBRAY H. (1875) - Note sur le terrain récent des communes de Calais et de Marck, A.S.G.N., III, p. 29-30.
- DEBRAY H. (1876) - Sur le terrain récent entre Bourbourg et Dunkerque, A.S.G.N., III, p. 88-89.
- DEBRAY H. (1877) - Médaille romaine dans la tourbe d'Aire (Pas-de-Calais), A.S.G.N., IV, p. 122-125.
- DE BREUCK W. (1959) - Bijdrage tot de Kennis van de sediment-petrologie van her Tertiaire in België, Thèse, Gent, 140 p. dactyl.
- DE BREUCK W. et DE MOOR G. (1969) - The water-table aquifer in the eastern coastal area of Belgium, Bull. Intern. Assoc. Scient. Hydrology, XIV, p. 137-155, 14 fig.
- DE BREUCK W., DE MOOR G., MARECHAL R. (1969) - Litostratigrafie van de Kwartaire sedimenten in het Oostelijk Kustgebied (Belgie), Natuurwet. Tijdschr., Gent, 51, p. 125-137, 3 fig.
- DE CONINCK J. (1972) - Application stratigraphique des microfossiles organiques dans l'Yprésien du bassin belge, B.S.B.G., 81, p. 1-11, 2 fig., 1 tabl.
- DECROCK (1891) - Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique du Nord au Mont des Cats et au Mont Noir, A.S.G.N., XIX, p. 114-122.
- DECROIX J. (1967) - Le bassin hydrographique de la Quillienne. Etude statistique des vallées dissymétriques (feuilles Doullens et Ba-paume 1/25 OCO), Mém. D.E.S. Géogr., Lille, 29 p. dactyl.
- DEFrance A. (1970) - Etude géomorphologique du plateau à l'Ouest de Montreuil-sur-mer entre les basses vallées de la Canche et de l'Authie, Mém. Maîtrise Géogr., Lille, 193 p. dactyl., 1 carte h.t.
- DEHEE R. et DUBOIS G. (1926) - Coupe des terrains traversés par le sondage de Coquelles, A.S.G.N., LI, p. 34-41.
- DEHEE R. et DUBOIS G. (1927) - Coupe dans les alluvions de la Deûle à Lille (rue d'Anjou), A.S.G.N., LII, p. 328-330.
- DELAINE G. (1969) - Les wateringues du Nord de la France, Dunkerque, 329 p., 16 fig.
- DELATTRE Ch. (1960) - Carte géologique 1/50 OCO, XXIV-5 Béthune.
- DELATTRE Ch. (1967) - Carte géologique 1/50 OOC, XXIII-5 Lillers.
- DELATTRE Ch. (1968) - Carte géologique 1/50 OCO, XXIV-6 Arras.

- DELATTE Ch. (1969 a) - Les grands traits géologiques de l'Artois, A.S.G.N., LXXXIX, p. 79-90, 4 fig.
- DELATTE Ch. (1969 b) - Carte géologique 1/50 000 XXIII-6 St-Pol.
- DELATTE Ch. et DESTOMBES J.P. (1968) - Carte géologique 1/50 000 XXII-5 Fruges.
- DELATTE Ch. et MERIAUX E. (1967) - Carte géologique 1/50 000 XXVI-7 Le Cateau.
- DELATTE Ch., WATERLOT G., BEUGNIES A., BONTE A., HATRIVAL J.N. (1969) - Carte géologique 1/50 000 XXVIII-8 Hirson.
- DELATTE Ch., MERIAUX E., WATERLOT M. et MARLIERE R. (1973) - Région du Nord : Flandres, Artois, Boulonnais, Picardie, bassin de Mons, Guides Géologiques Régionaux, Paris, 176 p., 107 fig., 9 pl.
- DELATTE Ch., WATERLOT G. et HATRIVAL J.N. (1970) - Carte géologique 1/50 000 XXVIII-7 Trélon.
- DELEPINE G. (1909) - Phénomènes géologiques récents du littoral de la Flandre française, A.S.G.N., XXVIII, p. 357-362.
- DELEPINE G. et JOLY F. (1954) - Forage des Ets Le Blan à Lille (Avenue de Bretagne), A.S.G.N., LXXIV, p. 31-38, 1 fig.
- DELHUILLE B. (1970) - La plaine maritime dans la région de Dunkerque. Etude et cartographie géomorphologique, Mem. Maîtrise géogr. Lille, 312 p. dactyl., 153 fig., 1 carte h.t.
- DELIBRIAS G. et GUILLIER M.T. (1971) - The sea level on the Atlantic Coast and the Channel for the last 10 000 years by the 14 C method, Quaternaria, XIV, p. 131-135, 2 fig., 1 tabl.
- DELMER A. (1972) - Origine du Bassin Crétacique de la Vallée de la Haine, Professional Paper, n° 5, Serv. Géol. Belg., Bruxelles, 13 p., 11 fig.
- DELOFFRE G. et WATERLOT G. (1952) - Phénomènes périglaciaires dans le Nord de la France, A.S.G.N., LXII, p. 134-139, 1 fig.
- DELPLANQUE (1882) - Excursion géologique à l'Hempennont, A.S.G.F., IX, p. 270-272.
- DELVAUX E. (1885) - Compte-rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique à Audenarde, Renaix, Flobecq et Tournai, A.S.G.B., XII, Bull. p. 1-136, 4 pl. h.t.
- DELVAUX E. (1886) - Forage du Katsberg près de Cassel, exécuté en 1885, A.S.G.B., XIII, Mém. p. 65-70.

- DEILVAUX E. (1892) - Nature et origine des éboulis caillouteux quaternaires qui s'étendent en nappes sur les plateaux de la Belgique occidentale, A.S.G.B., XIX, Mém. p. 223-266.
- DEMANGEON A. (1905) - La Picardie et les régions voisines - Artois, Cambrésis, Beauvaisis, Paris, 496 p.
- DEMEK J. (1966) - Quantitative research of slope development in Czechoslovakia, in L'Evolution des versants, vol. 1, Liège, p. 111-122, 3 fig., 2 ph.
- DEMEK J. (1969 a) - Cryoplanation terraces, their geographical distribution, genesis and development, Rozprawy Československé Akademie Véd, R. 79, S. 4, 80 p., 14 fig., 13 pl.
- DEMEK J. (1969 b) - Cryogene processes and the development of cryoplanation terraces, B.P., 18, p. 115-125, 2 fig.
- DEMEK J. (1969 c) - Importance of slope deposits in the study of landscape development, in Quaternary Geology and climate, Washington, p. 130-133, 5 fig.
- DEMEK J. et KUKLA J. (1969) - Periglacial zone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei, Brno, 157 p., 51 fig., 3 tabl.
- DE MOOR G. (1963) - Bijdrage tot de Kennis van de fysische landschapsvorming in Binnen-Vlaanderen, B.S.E.E.G., XXXII, p. 329-433.
- DE MOOR G., DE BREUCK W. et MARECHAL R. (1969) - La nappe phréatique de la vallée flamande, B.S.B.G., LXXVIII, p. 159-172, 10 fig.
- DENIZOT G. (1971) - Nos connaissances sur la tectonique du Bassin de Paris, in La Tectonique du Bassin de Paris, Bull. B.R.G.I., 2e série, sect. 1, n° 2, p. 5-10, 3 fig.
- DEPAPE G. (1961) - Les flores wealdiennes d'Ortigosa (Espagne) et de Féron-Glaçon (France). Comparaison. A.S.G.N., LXXXI, p. 145-147.
- DE PLOEY J. (1971) - Liquefaction and rainwash erosion, Zeitsch. für Geomorph., N.F., XV, p. 491-196, 2 fig., 3 ph.
- DE PLOEY J. (1972 a) - Quelques expériences en rapport avec le rôle éventuel de l'érosion pluviale en milieu périglaciaire, B.C.G., 13, p. 103-115, 1 fig. 8 ph.
- DE PLOEY J. (1972 b) - Enkele bevindingen betreffende erosieprocessen en hellingsevolutie op zandig substraat, Tijdschrift van de Belgische Vereniging voor Aardrijkskundige Studies, XII, p. 45-67, 1 fig.
- DEPUYDT F. (1966) - Analyse van de strand-en Duinsedimenten in de Belgische Westhoek, Acta Geographica Lovaniensia, IV, p. 68-82, 9 fig.

- DEPUYDT F. (1972) - De belgische strand en duinformaties in het kader van de geomorfologie der zuidoostelijke Noordzeekust, Brussel, 228 p., 35 fig., 7 pl.
- DERVAUX H. (1931) - Les origines de la Morinie, Mém. Antig. Morinie, XXXV, Saint-Omer, p. 1-79.
- DERVILLE A. (1970) - Saint-Omer, des origines au début du XIVe siècle, thèse, Paris, dactyl.
- DESOIGNIES J. (1966) - Carte géologique 1/50 000 XXV-6 Douai.
- DESOIGNIES J. (1967) - Carte géologique 1/50 000 XXVI-6 Valenciennes.
- DESOIGNIES J., DEZWARTE J.M., PLAT R., SYSSAU A. et WATERLOT G. (1965) - Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 30-10-1965 sur les feuilles topographiques au 1/20 000 n° 9 Halluin 5-6-8, n° 14 Lille 1-8, n° 15 Lens 1-5, B.R.G.M., Douai.
- DESOIGNIES J., MORTELMANS M., LEGRAND R. et DELMER A. (1973) - Carte géologique 1/50 000 XXVI St-Amand-Crespin-Mons.
- DESOIGNIES J. et SANGNIER P. (1968) - Carte géologique 1/50 000 XXV-5 Carvin.
- DESOIGNIES J. et THIBAUT P.M. (1968) - Carte géologique 1/50 000 XXIII-4 Saint-Omer.
- DESTOMBES J.P. et P. (1937) - Note sur le Gault de Wissant, A.S.G.N., LXII, p. 98-113, 2 fig.
- DESTOMBES J.P. et P. (1963) - L'anticlinal des Quénocs au Cap Blanc-Nez (Pas de Calais), A.S.G.N., LXXXIII, p. 47-56, 3 fig., 1 pl.
- DESTOMBES J.P. et SHEPHERD-THORN E. (1972) - Résultats géologiques des recherches pour l'implantation d'un tunnel sous la Manche, 1964-1965, in Colloque sur la Géologie de la Manche, Mém. B.R.G.M., n° 79, p. 101-115, 3 fig., 3 tabl., 1 carte h.t.
- DEWOLF Y. (1965) - Intérêt et principes d'une cartographie des formations superficielles, Caen, 183 p.
- DEWOLF Y. (1970) - Les argiles à silex = paléosols ou pédolithes, B.A.F.E.Q., p. 117-119.
- DEWOLF Y. (1973) - A propos des argiles à silex. Essai de typologie, Travaux du Laboratoire de Géographie physique, n° 1, Paris, Université Paris VII, p. 1-44.
- DEZWARTE J.M., PLAT R. et SYSSAU A. (1965) - Le Dôme du Mélandois, données géologiques et hydrogéologiques, B.R.G.M., Douai.

- DION R. (1939) - La géographie de la circulation dans la partie centrale de la région du Nord, A.S.G.N., LXIV, p. 97-129.
- DION R. (1971) - La plaine de la Scarpe de Douai à Saint-André. L'organisation du drainage et les problèmes d'aménagement, Hommes et Terres du Nord, 2, p. 29-44, 7 fig.
- DOLLE L. (1902) - Poches dans la craie à Cambrai, A.S.G.N., XXXI, p. 318-321, 2 fig., 1 pl.
- DOLLE L. (1922 a) - La craie bréchoïde de Solesmes, A.S.G.N., XLVII, p. 65-69, 1 fig., 1 pl.
- DOLLE L. (1922 b) - La faille de l'Ereclin à Avesnes-les-Aubert, A.S.G.N., XLVII, p. 69-73, 1 fig.
- DOLLE L. (1924) - Etudes sur les eaux souterraines de la région de Cambrai, Lille, 304 p., 169 fig., 10 pl.
- DOLLE L. (1930) - Les marcs des Hauts plateaux d'Artois, C.R.A.S., CXG, p. 1314-1316.
- DOLLE L. et GODON J. (1913) - Hydrologie souterraine : la surface piézométrique du réseau aquifère au SO de Cambrai, A.S.G.N., XLII, p. 106-112.
- DOLLE P. (1965) - Chenal quaternaire dans le loess de la Briqueterie de Viny (Pas-de-Calais), A.S.G.N., LXXXV, p. 75-78, 1 fig.
- DOLLE P. (1969) - Sédimentation du Quaternaire sur le bord Nord de l'anticlinal d'Artois, A.S.G.N., LXXXIX, p. 111-116, 2 fig.
- DONIOL (1885) - Note sur divers sondages faits aux environs de Lille, A.S.G.N., XII, p. 246-254.
- DOUXAMI H. (1904) - Excursion géologique à Tournai, A.S.G.N., XXXVIII, p. 313-325.
- DOUXAMI H. (1906) - Les tremblements de terre par F. de MONTESSUS de BALLORE, A.S.G.N., XXXV, p. 193-202, 1 fig.
- DOUXAMI H. (1909 a) - Les terrains quaternaires et récents du département du Nord, A.S.G.N., XXXVIII, p. 249-260, 2 fig.
- DOUXAMI H. (1909 b) - Esquisse de géographie physique et d'hydrologie du Nord de la France, A.S.G.N., XXXVIII, p. 261-294.
- DOUXAMI H. (1912) - Sur l'âge des dunes de Ghyvelde, A.S.G.N., XLI, p. 101-109.
- DUESCH J. (1969) - Le creusement quaternaire des vallées, in Etudes françaises sur le Quaternaire, suppl. B.A.F.E.Q., 1969, p. 57-68, 5 fig.

- DROOGER C.W. (1964) - Les microfaunes de l'Eocène-Oligocène du bassin nordique, in Coll. sur le Paléogène, Mém. B.R.G.M., n° 28, p. 547-554.
- DUBOIS G. (1964) - Observations palynologiques sur des tourbes provenant de Valenciennes (Nord), A.S.G.N., LXXXIV, p. 51-53.
- DUBOIS G. (1911) - Sur une coupe des alluvions de la Deûle aux environs d'Haubourdin, A.S.G.N., XL, p. 143-145.
- DUBOIS G. (1919 a) - Le Lemming à collier à Maubeuge, A.S.G.N., XLIV, p. 69-81, 1 pl.
- DUBOIS G. (1919 b) - Le *Spermophile* du Quaternaire de Cambrai, A.S.G.N., XLIV, p. 82-89.
- DUBOIS G. (1919 c) - Arvicolidés et Léporidés du Quaternaire de Cambrai, A.S.G.N., XLIV, p. 90-98.
- DUBOIS G. (1919 d) - Remarque sur la Loutre des tourbières de la région du Nord de la France, A.S.G.N., XLIV, p. 100-103.
- DUBOIS G. (1919 e) - Note complémentaire sur le Lemming à collier du Quaternaire de Maubeuge, A.S.G.N., XLIV, p. 103-106.
- DUBOIS G. (1919 f) - Note sur quelques caractères physiques et chimiques de la craie lourde de l'Artois à *Inoceramus Bronniarti*, A.S.G.N., XLIV, p. 164-179.
- DUBOIS G. (1920) - Etude géographique, géologique et agronomique du Mont de Watten, A.S.G.N., XLV, p. 56-103.
- DUBOIS G. (1921 a) - Deux observations faites au cours d'une excursion à Sangatte et Etaples, A.S.G.N., XLVI, p. 40-43.
- DUBOIS G. (1921 b) - Résultats d'une campagne de sondages à travers les terrains quaternaires et récents du Calaisis (note préliminaire), A.S.G.N., XLVI, p. 67-78, 1 pl.
- DUBOIS G. (1921 c) - Etude des faciès thanétien et sparnacien du Landénien à Saint-Josse-sur-mer et Saint-Aubin, A.S.G.N., XLVI, p. 79-133.
- DUBOIS G. (1921 d) - Terrains quaternaires et modernes. Exploration de la partie occidentale de la Plaine maritime flamande, B.S.C.G.F., XXVI, 150, 2 p.
- DUBOIS G. (1921 e) - Ossements de la tourbe à Haubourdin, A.S.G.N., XLVI, p. 24-26.
- DUBOIS G. (1922 a) - Les tempêtes de novembre et décembre 1921 sur la côte de Sangatte, A.S.G.N., XLVII, p. 11-21.
- DUBOIS G. (1922 b) - Argile des Flandres inférieure et fossilifère au Mont-Hiver (Blaringhem), A.S.G.N., XLVII, p. 50-54.

- DUBOIS G. (1922 c) - Remarques sur une coupe visible à Mont-Saint-Eloy, A.S.G.N., XLVII, p. 77-78.
- DUBOIS G. (1922 d) - Fouille en vue de l'installation du séismographe au laboratoire de géologie de la Faculté des Sciences de Lille, A.S.G.N., XLVII, p. 161-162.
- DUBOIS G. (1922 e) - Modifications apportées à la plage de Sangatte à la suite des tempêtes de décembre 1921, C.R.A.S., CLXXIV, p.235-237.
- DUBOIS G. (1922 f) - Région de Guines (île de Boulogne), B.S.C.G.F., XXVII, 151, 7 p.
- DUBOIS G. (1923) - Répartition et origine des galets exotiques dans les formations quaternaires marines du Nord de la France, A.S.G.N., XLVIII, p. 188-191.
- DUBOIS G. (1924 a) - Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France, Thèse Sc. Lille, 355 p., 41 fig., 6 pl. h.t.
- DUBOIS G. (1924 b) - Examen pollinique d'une tourbe de Lille (note préliminaire), A.S.G.N., XLIX, p. 66-68.
- DUBOIS G. (1925 a) - Documents nouveaux relatifs à l'Yprésien de Watten, A.S.G.N., L, p. 54-55.
- DUBOIS G. (1925 b) - Note sur la plaine de la Lys aux environs d'Armentières et observations sur la nature et l'âge de cette plaine, A.S.G.N., L, p. 97-107.
- DUBOIS G. (1925 c) - Sur quelques points de la tectonique du Blanc-Nez, A.S.G.N., L, p. 138-146, 2 fig.
- DUBOIS G. (1925 d) - Région littorale entre Calais et Gravelines (île Dunkerque), B.S.C.G.F., XXX, 162, p. 121-123.
- DUBOIS G. (1926 a) - Dunes et cordons littoraux dans l'agglomération de Calais, A.S.G.N., LI, p. 129-136, 1 fig.
- DUBOIS G. (1926 b) - Coupe d'un bord de terrasse à Lambres (Pas-de-Calais), A.S.G.N., LI, p. 195-199, 1 fig.
- DUBOIS G. (1926 c) - Observations sur un échantillon d'alluvion tourbeuse de Lille, A.S.G.N., LI, p. 267-271, 1 fig.
- DUBOIS G. (1926 d) - Les noisettes de la tourbe du Nord de la France, A.S.G.N., LI, p. 274-280, 1 fig.
- DUBOIS G. (1926 e) - L'estran devant Gravelines, A.S.G.N., LI, p. 281-317, 2 fig., 2 tabl.
- DUBOIS G. (1926 f) - Un recul local du littoral à Loon-Plage, A.S.G.N., LI, p. 361-380, 3 fig., 1 pl.

- DUBOIS G. (1926 e) - Le Haut-Gueups, A.S.G.N., LI, p. 397-402.
- DUBOIS G. (1926 h) - Région littorale entre Gravelines et Fort-Mardick, B.S.C.G.F., XXXI, 166, p. 121-123.
- DUBOIS G. (1927) - Deux fossiles de l'Argile des Flandres du Mont-Hiver, A.S.G.N., LII, p. 312-315.
- DUBOIS G. (1928 a) - Les conditions d'exploitation de l'argile téguline yprésienne dans le Nord de la France, A.S.G.N., LIII, p. 80-90.
- DUBOIS G. (1928 b) - Sur les formations caillouteuses du Ferrain, A.S.G.N., LIII, p. 244-259.
- DUBOIS G. (1929) - La plaine maritime entre Bourbourg et Bergues, B.S.C.G.F., XXXIII, 176, p. 115.
- DUBOIS G. (1930 a) - Un kjökkenmödding dans l'argile poldérienne à Cappelle-la-Grande (Nord), A.S.G.N., LV, p. 50-56.
- DUBOIS G. (1930 b) - Un tableau de l'Europe flamandienne, Livre jubilé. Cent. Soc. Géol. Fr., t. 1, p. 261-277, 1 tabl., 8 cartes.
- DUBOIS G. (1931) - Les principaux types de limons en France, Rev. Sc., LXIX, p. 390.
- DUBOIS G. (1932) - La gersta de Bergues, les bancs de Coudekerque et les Moères, B.S.C.G.F., XXXVI, 187, p. 89-90.
- DUBOIS G. (1947) - Principes et historique de la stratigraphie du Quaternaire marin français, in La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe, Bruxelles, p. 294-302.
- DUBOIS G. (1949) - Les tourbières françaises, Paris, 2 vol., 225 et 634 p.
- DUBOIS G. et DUBOIS C. (1939) - Aspects de la forêt lilloise préhistorique, A.S.G.N., LXIV, p. 70-85, 2 fig.
- DUBOIS G. et DUBOIS C. (1946 a) - Zonation paléosylvatique comparée du Nord-Ouest de la France et du Sud-Est de l'Angleterre, A.S.G.N., LXVI, p. 313-320.
- DUBOIS G. et DUBOIS C. (1946 b) - Tourbe et histoire forestière du Marais de Guines près Calais, C.R.A.S., CCXXIII, p. 405-406.
- DUBOIS G. et DUPARQUE A. (1922) - Les tufs calcaires de la Plaine maritime entre Calais et Guines, A.S.G.N., XLVII, p. 117-132.
- + DUBOIS G. et PONTIER G. (1926) - Molaire de mammoth provenant des limons de la falaise de Sangatte, A.S.G.N., LI, p. 171-173, 1 fig., 1 pl.
- DUCAMP (1894) - Excursion géologique à Roncq et à Halluin, A.S.G.N., XXII, p. 103-106.
- DUCHAUFOR P. (1968) - L'évolution des sols. Essai sur la dynamique des profils, 91 p., Paris.
- + DUBOIS G. et FIRTION F. (1936) - Esquisse de l'extension des limons loessiques en France, Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorraine, III, p. 21-26, 1 pl.

- DUCHAUFOR P. (1970) - Précis de pédologie, 3e éd., Paris, 481 p.
- DUDLEY-STAMP L. (1919) - Note sur la géologie du Mont Aigu et du Mont Kennel, A.S.G.N., XLIV, p. 115-126, 2 cartes.
- DUDLEY-STAMP L. (1920 a) - Sur les couches de base de l'Yprésien dans le bassin anglo-franco-belge, A.S.G.N., XLV, p. 104-125.
- DUDLEY-STAMP L. (1920 b) - Un niveau fossilifère dans l'argile des Flandres à Ploegstert (près de Messines), A.S.G.N., XLV, p. 167-174.
- DUJON S.C. (1969) - Sur la genèse des bancs de mer du Nord néridionale, R.G.P.G.D., XI, p. 503-510, 5 fig.
- DUNCAN O.D., CUZZORT R.P. et DUNCAN B. (1961) - Statistical Geography, problems in analyzing areal data, New-York.
- DUPONT M. (1958) - Les sables du Haut-Artois autour du Pays de Licques, Mém. D.E.S. géogr. Lille, 25 p. dactyl.
- DURY G.H., édit. (1966) - Essays in Geomorphology, Londres, 404 p.
- DUTERTRE A.P. (1921) - La carrière de la Quingois au Pays de Licques (Pas-de-Calais), A.S.G.N., XLVI, p. 17-21.
- DUTERTRE A.P. (1922) - Les dépôts tertiaires du Haut-Boulonnais et de sa bordure néridionale, A.S.G.N., XLVII, p. 73-77.
- DUTERTRE A.P. (1923) - Note sur le Crétacé inférieur du Bas-Boulonnais, A.S.G.N., XLVIII, p. 35.
- DUTERTRE A.P. (1935) - Nouvelles observations sur le Crétacé inférieur du Boulonnais, A.S.G.N., LX, p. 2-11.
- DUTERTRE A.P. et DEFFONTAINES P. (1926) - Extension du Pliocène sur le Boulonnais, A.S.G.N., LI, p. 250-260.
- DYLIK J. (1960) - Rhythmically stratified slope waste deposits, B.P., 8, p. 31-41, 4 fig., 10 pl.
- DYLIK J. (1964) - Le thermokarst, phénomène négligé dans les études du Pléistocène, A.G., LXXIII, p. 513-523.
- DYLIK J. (1966) - Problems of ice-wedge structures and frost-fissure polygons, B.P., 15, p. 241-291.
- DYLIK J. (1969) - Slope development affected by frost fissures and thermal erosion, in The periglacial environment, éd. T.L. FENE, Montréal, p. 365-386, 12 fig.
- DYLIK J. et MAARIEVELD G.C. (1967) - Frost cracks, frost fissures and related polygons, Med. Geol. Stichting, Maastricht, N.S., 18, p. 7-21, 7 fig.

- ENDELMAN C.H. (1947) - La pétrologie des terrains tertiaires et quaternaires aux Pays-Bas, in La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe, Bruxelles, p. 45-61.
- ENDELMAN C.H. (1955) - La géologie et la sédimentologie de la plaine du Rhin et de la Meuse, R.G.D., VI, 3, p. 97-116, 9 fig.
- ELHAI H. (1963) La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe normand-breton. Etude morphologique, Bordeaux, 624 p., 136 fig., 32 pl.
- ELHAI H. (1969) - La flore sporo-pollinique du gisement villafranchien de Senèze (Massif Central - France), Pollens et Spores, XI, p. 127-139, 1 fig., 1 pl. h.t.
- ELHAI H. et LARSONNEUR C. (1969) - Dépôts tardiglaciaires et postglaciaires sur la côte du Calvados, B.A.F.E.Q., p. 93-104, 2 fig., 2 tabl.
- ENJALBERT H. (1967) - La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et dans les pays tropicaux. Essai de chronologie, in Phénomènes karstiques, Mém. et Doc. C.N.R.S., nouv. série, vol. 4, Paris, p. 294-328, 12 fig., 8 pl.
- ENJALBERT H. (1972) - Les reliefs inachevés, in La Pensée géographique contemporaine, Mélanges offerts au Professeur A. MEYNIER, Saint-Brieux, p. 268-289, 11 fig.
- ERHART H. (1964) - Le témoignage paléoclimatique de quelques formations paléopédiques dans leur rapport avec la sédimentologie, Sonderdruck aus der geologischen Rundschau, Stuttgart, Bd 54, p. 15-23.
- ERHART H. (1967) - La genèse des sols en tant que phénomène géologique, Paris, 174 p.
- ERMEL A. (1935) - Etude de l'évolution hydrographique de l'Escaut et de la Lys, A.S.G.B., LVIII, p. 239-251.
- Etudes françaises sur le Quaternaire (1969) - Suppl. B.A.F.E.Q., VIIIe Congrès INQUA, 276 p.
- FAIRBRIDGE R.W., éd. (1968) - The Encyclopedia of Geomorphology, New-York, 1295 p.
- FAIRBRIDGE R.W. (1971) - Quaternary shorelines problems at INQUA, 1969, Quaternaria, XV, p. 1-18, 4 fig.
- FAIRBRIDGE R.W. et RICHARDS H.G. (1967) - The INQUA shorelines commission, Z.G., NF, Bd 11, heft 2, p. 205-215.
- FEDOROFF N. (1965) - Sur les paléosols quaternaires des climats tempérés, R.G.P.G.D., VII, p. 79-88.
- FEDOROFF N. (1966) - Les cryosols, Science du sol, 2, p. 77-110, 3 fig., 6 tabl.

- FEDOROFF N. (1969) - Les pédogenèses quaternaires en France, E.N.S...., Grignon, 20 p. dactyl.
- FELIX R. (1968) - Répertoire bibliographique des découvertes préhistoriques du département du Nord, Mém. Soc. Agric. Sc. Arts Douai, 5e s., II, 119 p., 29 fig.
- FENELON P. dir. (1967) - Phénomènes karstiques, Mém. et Doc. C.I.R.L., n.s., vol. 4, 393 p.
- FENET B. (1965) - Observations récentes sur la partie Ouest de l'Anticlinal du Méantois, A.S.G.N., LXXXV, p. 241-245, 2 fig., 1 pl.
- FEUGUEUR L. (1951) - Sur l'Yprésien des bassins belges et français et l'âge des sables d'Aeltre, B.S.B.G., p. 216-242.
- FEUGUEUR L. (1955) - Essai de synchronisation entre les assises saumâtres du Thanétien-Landénien (Gand-Ostende) et du Sparnacien (Ile de France), B.S.B.G., LXIV, p. 67-72.
- FEUGUEUR L. (1962) - Définition et valeur stratigraphique des termes Yprésien et Landénien dans le Bassin franco-belge, C.R.A.S., CCLIV, p. 3717-3719.
- FEUGUEUR L. (1963) - L'Yprésien du Bassin de Paris. Essai de nomenclature stratigraphique, Mém. pour servir à l'explic. de la carte géol. détaillée de la France, Paris, 568 p., 8 pl. ph., 9 pl. h.t.
- FINK J. (1962) - Studien zur absoluten und relativen Chronologie des fossilen Böden in Österreich, Archaeologia Austriaca, 31, s. 1-18.
- FINK J. (1965) - The Pleistocene in Eastern Austria, The Geological Society of America, special paper 84.
- FINK J. (1967) - Rundschreiben nr. 14, Internale Quartärvereinigung subkommission für Löss-stratigraphie, INQUA, Vienne, 15 p.
- FINK J. (1969) - Les progrès de l'étude des loess en Europe, in La Stratigraphie des Loess d'Europe, suppl. B.A.F.E.Q., p. 3-12, 2 fig.
- FINK J., PAEPE R., SOME J., PAAS W., KUYL O.S. (1968) - Discussion, Meeting of the subcommission of Loess stratigraphy in Belgium 1967, Geological Survey of Belgium, Bruxelles, 54 p.
- FINK J. et al. (1969) - La stratigraphie des loess d'Europe, suppl. B.A.F.E.Q., VIIIe Congr. INQUA, 176 p.
- FLAHAUT E. (1874) - Les alluvions de la Lys à Comines, A.S.G.N., II, p. 66-69.
- FLAHAUT E. (1876) - Les alluvions de la Lys à Comines, A.S.G.N., III, p. 89-91, 1 fig.

- FLAHAUT E. (1913) - Une couche à Turritella edita en quelques points aux environs de Bailleul, A.S.G.N., XLIII, p. 24-25.
- FLATRES-MURY H. (1966) - La plaine maritime: ph. aér., Hommes Terres Nord, 2, 4p. h.t.
- FLINT R.F. (1957) - Glacial and Pleistocene geology, New-York, 553 p.
- FOURMARIER P. dir. (1954) - Prodrome d'une description géologique de la Belgique, Liège, 826 p., 1 carte h.t.
- FOURMARIER P. (1954) - La Tectonique, in Prodrome d'une description géologique de la Belgique, Liège, p. 609-744, 77 fig.
- FOURNEAU R. (1961) - Contribution à l'étude des versants dans le Sud de la Moyenne Belgique et dans le Nord de l'entre Sambre et Meuse. Influence de la nature du substratum, A.S.G.B., LXXXIV, p. 123-152.
- FOURNEAU R. (1963) - Essai de cartographie géomorphologique, Rev. belge Géogr., LXXXVII, 3, p. 1-7.
- FOURNEAU R. (1966) - Cartographie géomorphologique de la planchette Braine-le-Comte-Feluy et particularités morphologiques du bassin de la Senne supérieure, A.S.G.B., LXXXIX, p. B 295-346, 13 fig., 1 pl. phot., 2 h.t. et 1 carte.
- FRENCH H.M. (1972) - Asymmetrical slope development in the Chiltern Hills, B.P., 21, p. 51-73, 9 fig.
- FRENCH H.M. (1973) - Cryopediments on the chalk of southern England, B.P., 22, p. 150-156, 3 fig.
- FRENZEL B. (1967) - Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters, Braunschweig, 296 p., 107 fig.
- FROMENT P. (1947 a) - Les marais tourbeux des vallées de la Sensée, le gisement du grand marais à tourbes d'Arleux (Nord), A.S.G.N., LXVII, p. 33-42.
- FROMENT P. (1947 b) - Les marais tourbeux du bassin de l'Aa ; le gisement du Grand Broucq à Clairmarais, A.S.G.N., LXVII, p. 42-52.
- FROMENT P. (1947 c) - Considérations sur les pentes des vallées de quelques cours d'eau et le développement des gisements tourbeux, A.S.G.N., LXVII, p. 154-156.
- GALLE L. (1919) - Les stations néolithiques de la vallée de la Deûle, A.S.G.N., XLIV, p. 151-164
- GAMBLIN A. (1944-1945) - Le pays de Lalleu, Publ. de la Soc. Géogr. Lille, p. 36-94, 13 fig.
- GAMBLIN A. (1959) - Le contact Cambrésis-Thiérache, Revue du Nord, XLI, p. 33-48, 4 fig.
- GAMBLIN A. (1960) - Géographie du Bénélux, t. 1 : Grands traits physiques, C.D.U., Paris, 147 p., 50 fig.
- Géologie (La) des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe (1947) - Session extraordinaire des Sociétés belges de Géologie (19-26 sept. 1946), Bruxelles, 495 p.
- GILL E.D. (1967) - Criteria for the description of quaternary shore-lines, Quaternaria, IX, p. 237-243.

- GILOT E., MUNAUT A.V., COUTEAUX M., HEIM J., CAPRON P. et MULLENDERS W. (1969) - Datations 14 C et Palynologie en Belgique et dans les régions voisines, B.S.B.G., LXXVIII, p.21-29, 1 fig., 2 tabl.
- GLORIOT A. et TRICART J. (1952) - Etude statistique de vallées asymétriques sur la feuille de Saint-Pol au 1/50 000, R.G.D., III, p. 88-98, 4 fig.
- GODFRIAUX I. (1968) - Quelques aspects sédimentologiques de la craie de Maisières, B.S.B.G., LXXVII, p. 289-305, 2 pl.
- GODFRIAUX I. et SIGAL J. (1969) - Les Foraminifères de la craie de Maisières et de la craie de Saint-Vaast (bassin crétacé de Mons), B.S.B.G., LXXVIII, p. 187-190, 2 pl.
- GODFRIAUX I. et ROBASZYNISKI (1969) - Origine et signification des minéraux argileux du Crétacé hennuyer, B.S.B.G., LXXVIII, p.191-197, 3 fig.
- GODON J. (1906) - Découverte d'une faune quaternaire à Cambrai, A.S.G.N., XXXV, p. 189-190.
- GODWIN H. (1938) - The origin of roddons, Geographical Journal, LXCI, p. 241-250.
- GOSSELET J. (1872) - Tourbe sur un sable fluviatile à Lille, A.S.G.N., I, p. 8.
- GOSSELET J. (1873 a) - Considérations historiques relatives aux tourbières des environs de Calais, A.S.G.N., I, p. 21.
- GOSSELET J. (1873 b) - Extension des grès à Nummulites laevigata dans le Nord, A.S.G.N., I, p. 36.
- GOSSELET J. (1874 a) - De l'extension des couches à Nummulites laevigata dans le Nord de la France, B.S.G.F., II, 3e s., p. 51-58, 1 pl.
- GOSSELET J. (1874 b) - L'étage éocène inférieur dans le Nord de la France et en Belgique, B.S.G.F., II, 3e s., p. 598-617.
- GOSSELET J. (1874 c) - Terrains tertiaires inférieurs dans le bassin des Flandres, A.S.G.N., I, p. 64-66.
- GOSSELET J. (1876) - Compte-rendu de l'excursion à Artres et aperçu général sur la géologie des environs de Valenciennes, A.S.G.N., III, p. 131-138.
- GOSSELET J. (1877 a) - Constitution géologique de la forêt de Mormal, A.S.G.N., IV, p. 125-130.
- GOSSELET J. (1877 b) - Résumé de l'excursion à Loffre et à Roucourt et exposé de la constitution géologique des environs de Douai, A.S.G.N., IV, p. 283, 291.

- GOSSELET J. (1877 c) - La marne de la Porquerie, A.S.G.N., IV, p.179-185.
- GOSSELET J. (1878 a) - Sur la marne de la Porquerie, A.S.G.N., V, p.2-3.
- GOSSELET J. (1878 b) - Note sur les sablières d'Arcues, près de Saint-Omer, A.S.G.N., V, p. 217-218.
- GOSSELET J. (1878 c) - Excursion dans les tranchées du chemin de fer de Cambrai au Quesnoy, A.S.G.N., V, p. 68-72.
- GOSSELET J. (1878 d) - Mouvements du sol de la Flandre depuis les temps géologiques, A.S.G.N., V, p. 218-226.
- GOSSELET J. (1879 a) - L'argile à silex de Vervins, A.S.G.N., VI, p. 317-339, 2 pl.
- GOSSELET J. (1879 b) - Description géologique du canton de Maubeuge, A.S.G.N., VI, p. 129-211.
- GOSSELET J. (1879 c) - Compte-rendu de l'excursion à Souchez et exposé de la géologie des environs de Lens, A.S.G.N., VI, p. 255-264.
- GOSSELET J. (1880 a) - Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines, 1er fasc. : terrains primaires, Lille, 167 p.
- GOSSELET J. (1880 b) - Compte-rendu de l'excursion aux environs de Saint-Omer, A.S.G.N., VII, p. 235-236.
- GOSSELET J. (1880 c) - Description géologique du canton de Berlainmont, A.S.G.N., VII, p. 270-302.
- GOSSELET J. (1881 a) - Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines, 2e fasc. : terrains secondaires, Lille, 110 p.
- GOSSELET J. (1881 b) - Observations sur les limites des bassins hydrographiques de la mer du Nord et de la mer de la Manche, A.S.G.N., VIII, p. 29-35.
- GOSSELET J. (1881 c) - Description géologique du canton du Nouvion, A.S.G.N., VIII, p. 36-55.
- GOSSELET J. (1881 d) - Résumé de l'excursion à Monchy-le-Preux et aperçu sur la constitution géologique des environs d'Arras, A.S.G.N., VIII, p. 249-252.
- GOSSELET J. (1881 e) - Note sur la tranchée entre Aubigny-au-Bac et Somain, A.S.G.N., IX, p. 43-44.
- GOSSELET J. (1882 a) - Sur l'origine de la stratification entrecroisée dans les sables, A.S.G.N., IX, p. 76-83.
- GOSSELET J. (1882 b) - Sur l'état de la question du Diestien dans les collines de Bailleul, A.S.G.N., p. 190-et 210.

- GOSSELET J. (1883 a) - Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines, 3e fasc. : terrains tertiaires, Lille, 63 p.
- GOSSELET J. (1883 b) - Observations sur les formations marines modernes du port de Dunkerque, A.S.G.N., X, p. 38-49, 1 pl.
- GOSSELET J. (1883 c) - Note sur les formations continentales prétertiaires du Nord de la France, A.S.G.N., X, p. 49-56.
- GOSSELET J. (1883 d) - Sur les collines de Cassel, A.S.G.N., X, p.207-213.
- GOSSELET J. (1889) - Leçons élémentaires sur la géologie du département du Nord, professées à la Faculté des Sciences de Lille, A.S.G.N., XVI, p. 215-254.
- GOSSELET J. (1891) - Observation au sujet du mode de formation du conglomérat à silex, A.S.G.N., XIX, p. 319-323.
- GOSSELET J. (1892 a) - Les collines de l'Artois, 13e Congrès nat. des Sociétés de Géogr. de France, Lille, p. 100-107.
- GOSSELET J. (1892 b) - Remarques sur l'origine de la plaine maritime flamande, A.S.G.N., XX, p. 371.
- GOSSELET J. (1892 c) - Quelques sondages intéressants, A.S.G.N., XX, p.389.
- GOSSELET J. (1893 a) - Galets de Coulogne, A.S.G.N., XXI, p. 112.
- GOSSELET J. (1893 b) - Sable à Cardium edule, A.S.G.N., XXI, p. 112
- GOSSELET J. (1893 c) - Sur le golfe de l'Yser, A.S.G.N., XXI, p. 112.
- GOSSELET J. (1893 d) - Compte-rendu de l'excursion à Audruick et Pont d'Ardres (Pont sans pareil) le 23 avril 1893, A.S.G.N., XXI, p.114-116.
- GOSSELET J. (1893 e) - Géographie physique du Nord de la France et de la Belgique : La Plaine maritime, A.S.G.N., XXI, p. 119-137, 2 fig.
- GOSSELET J. (1893 f) - Disposition de l'argile à silex au four à chaux de Werchain, A.S.G.N., XXI, p. 173-176.
- GOSSELET J. (1893 g) - Géographie physique du Nord de la France et de la Belgique : la Flandre, A.S.G.N., XXI, p. 176-197.
- GOSSELET J. (1894 a) - Cours de Géographie physique : la plaine de la Lys, pays de Weppes, pays de Ferrain, pays de Courtrai, A.S.G.N., XXII, p. 38-53.
- GOSSELET J. (1894 b) - Tranchée du canal de la Bourre près de Merville, A.S.G.N., XXII, p. 163-164.
- GOSSELET J. (1895) - Cours de Géographie physique : Mélançois, Pévèle, Tournaisis, A.S.G.N., XXIII, p. 88-103.

- GOSSELET J. (1896 a) - Carte géologique : feuille de Lille, A.S.G.N., XXIV, p. 165-174.
- GOSSELET J. (1896 b) - Origine du cirque du Petit Boulonnais et de la terre à écailllette de Saint-Omer, in C.R. de la session annuelle extraordinaire de 1875 de la Soc. belge de Géol., de Paléont. et d'Hydrol., tenue dans le Nord de la France et dans le Boulonnais, B.S.B.G., LV, p. 442.
- GOSSELET J. (1897 a) - Géographie physique du Nord de la France et de la Belgique : Brabant, A.S.G.N., XXVI, p. 69-85, 1 fig.
- GOSSELET J. (1897 b) - Cours de géographie physique du Nord de la France et de la Belgique : Ostrevant, A.S.G.N., XXVI, p. 243-262.
- GOSSELET J. (1898 a) - Alluvions de la Scarpe à Douai, A.S.G.N., XXVII, p. 2.
- GOSSELET J. (1898 b) - Coupe des terrains quaternaire et récent du Parvis Saint-Maurice, A.S.G.N., XXVII, p. 58.
- GOSSELET J. (1898 c) - Excursion à la sablière de la Beuvrière près de Béthune, A.S.G.N., XXVII, p. 176-178.
- GOSSELET J. (1898 d) - Cours de Géographie physique : Cambrésis, Vernandois, A.S.G.N., XXVII, p. 197-212.
- GOSSELET J. (1898 e) - Sondages de Bailleul, A.S.G.N., XXVII, p. 230.
- GOSSELET J. (1900) - Cours de géographie physique : plaine d'Arras, Gohelle, A.S.G.N., XXIX, p. 200-212.
- GOSSELET J. (1901) - Sur l'allure souterraine des couches aux environs de Douai, A.S.G.N., XXX, p. 146-152.
- GOSSELET J. (1903 a) - Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines, 4e fasc. : terrains quaternaires, Lille, 78 p.
- GOSSELET J. (1903 b) - Les alluvions de l'Escaut, A.S.G.N., XXXII, p. 53.
- GOSSELET J. (1904 a) - Coupe du canal de dérivation autour de Douai. Superposition des vallées à des vallons de la surface crayeuse, A.S.G.N., XXXIII, p. 82-89.
- GOSSELET J. (1904 b) - Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France, fasc. 1 : région de Douai, Etude des gites minéraux de la France, Paris, 141 p.
- GOSSELET J. (1905 a) - Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France, fasc. 2 : région de Lille, Etude des gites minéraux de la France, Paris, 98 p.
- GOSSELET J. (1905 b) - Une erreur de la carte d'état-major. Relations de la Lys avec la Ternoise, A.S.G.N., XXXIV, p. 103-109.

- GOSSELET J. (1905 c) - Sondages à Nerville, Saint-André et Menin, A.S.G.N., XXXIV, p. 54-55.
- GOSSELET J. (1906 a) - Observations au sujet de quelques sondages aux environs d'Armentières, A.S.G.N., XXXV, p. 4-7.
- GOSSELET J. (1906 b) - Observations sur les creuses de l'Artois et de la Picardie et réflexions sur l'importance de la dissolution souterraine de la craie, A.S.G.N., XXXV, p. 237-243.
- GOSSELET J. (1908) - Notes sur quelques failles communes aux terrains crétacique et houiller, A.S.G.N., XXXVII, p. 80-109, 1 pl.
- GOSSELET J. (1909) - Aperçu géologique du département du Nord ; terrains primaires et terrain crétacique, A.S.G.N., XXXVIII, p. 192-223.
- GOSSELET J. (1910 a) - Note additionnelle et rectificative concernant les failles épicrotées de l'Artois, A.S.G.N., XXXIX, p. 36-38.
- GOSSELET J. (1910 b) - Les marnes crayeuses (Turonien et Cénomane) dans les fosses et les sondages de l'Artois, A.S.G.N., XXXIX, p. 38-47.
- GOSSELET J. (1910 c) - Révision de la feuille d'Arras, B.S.C.G.F., XX, p. 401-404.
- GOSSELET J. (1911 a) - Notes d'excursion sur la feuille d'Arras, 2e série, A.S.G.N., XL, p. 80-122.
- GOSSELET J. (1911 b) - Excursion de la Société Géologique du Nord et de la Faculté des Sciences à Souchez-Givency et à la fosse 6 de Liévin, A.S.G.N., XL, p. 197-206, 2 fig.
- GOSSELET J. (1911 c) - Notes d'excursion sur la feuille d'Arras, 3e série, A.S.G.N., XL, p. 228-267.
- GOSSELET J. (1911 d) - Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France, fasc. 3 : région de Béthune, Etudes des gîtes minéraux de la France, Paris, 181 p.
- GOSSELET J. (1912 a) - Coupe d'une tranchée dans la rue de la Bassée à Lille, A.S.G.N., XLI, p. 84.
- GOSSELET J. (1912 b) - Notes d'excursion sur la feuille de Saint-Omer : cantons d'Hucquelliers, Fauquembergues, Lambres, A.S.G.N., XLI, p. 171-222.
- GOSSELET J. (1912 c) - Le Diestien dans la forêt de Clairmarais, A.S.G.N., XLI, p. 320-322.
- GOSSELET J. (1913 a) - Notes d'excursion sur la feuille de Saint-Omer, 2e série : cantons de Saint-Omer, Aire et Norrent Fontes, A.S.G.N., XLII, p. 45-83.
- GOSSELET J. (1913 b) - Les Paléocreux ou cavités à la surface du terrain houiller, A.S.G.N., XLII, p. 145-157.

- GOSSELET J. (1913 c) - Le torrent d'Anzin, A.S.G.N., XLII, p.170-175, 1 carte.
- GOSSELET J. (1913 d) - Sur une dent d'Elephas primigenius trouvée à Malhove et sur les silex contenus dans l'argile des Flandres à Watten, A.S.G.N., XLII, p. 221-292.
- GOSSELET J. (1913 e) - Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France, fasc. 4 : région de Valenciennes, Etudes des gites minéraux de la France, Paris, 222 p.
- GOSSELET J. (1914) - Notes d'excursion sur la feuille de Saint-Omer : la Flandre, A.S.G.N., XLIII, p. 99-175.
- GOSSELET J. (1920 a) - Le diluvium des hauteurs dans la Flandre et sur les parties voisines de l'Artois (mém. posthume), A.S.G.N., XIV, p. 35-54.
- GOSSELET J. (1920 b) - La Plaine de la Lys (mém. posthume), A.S.G.N., XIV, p. 146-166.
- GOSSELET J. (1921 a) - Les alluvions quaternaires de la vallée de l'Escaut d'après les sondages, A.S.G.N., XLVI, p. 170-193.
- GOSSELET J. (1921 b) - La Lys et ses compagnes, A.S.G.N., XLVI, p. 193-211, 1 pl. h.t.
- GOSSELET J. et DOLLE L. (1907 a) - L'enveloppe crétacique du Bas Boulonnais, A.S.G.N., XXXVI, p. 169-203, 1 tabl., 1 pl. h.t.
- GOSSELET J. et DOLLE L. (1907 b) - Etude géologique du Pays de Licques, A.S.G.N., XXXVI, p. 216-237, 1 tabl.
- GOSSELET J. et DOLLE L. (1910) - Pays de Matringhen, Etude géologique sur les affleurements dévoniens de la Lys supérieure et sur les enveloppes crétacées, A.S.G.N., XXXIX, p. 9-20, 1 fig., 1 pl.
- GOSSELET J., DOLLE L. et PRUVOST P. (1910) - Le Diestien dans le pays de Licques, A.S.G.N., XXXIX, p. 166-171.
- GOSSELET J. et DUBOIS G. (1922) - Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France, fasc. 5 : étude topographique du soubassement paléozoïque, Etude des Gites minéraux de la France, Paris, 120 p.
- GOSSELET J. et LADRIERE J. (1893) - Note sur la coupe du canal d'Audruick et sur le tuf calcaire de Saint-Pierre, A.S.G.N., XXI, p. 139-145, 1 fig.
- GOSSELET J. et RIGAUX H. (1878) - Mouvements du sol de la Flandre depuis les temps géologiques, A.S.G.N., V, p. 218-226.

- GOZDZIK J.S. (1964) - L'étude de la répartition topographique des structures périglaciaires, B.P., 14, p. 217-249, 7 ph.
- GOZDZIK J.S. (1967) - Fauchage des fentes en coin dû aux mouvements de masse sur des pentes douces, B.P., 16, p. 133-146, 5 fig., 4 pl.ph.
- GREGORY S. (1964) - Statistical methods and the geographer, London, 2e éd., 240 p.
- GRIMBERIUX J. (1955) - Origine et asymétrie des vallées sèches de la Hesbaye, A.S.G.B., LXXVIII, p. 267-286.
- GRONNIER (1886) - Compte-rendu de l'excursion de la Société à Anzin et à Saint-Amand, A.S.G.N., XIII, p. 320-28.
- Groupe NOROIS (1972) - Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale, in Colloque sur la Géologie de la Manche, Mém. B.R.G.N., n° 79, p. 123-170, 7 fig., 7 tabl.
- GUILCHER A. (1951) - La formation de la mer du Nord, du Pas-de-Calais et des plaines maritimes environnantes, Rev. Géogr. Lyon, p. 311-330.
- GUILCHER A. (1954) - Morphologie littorale et sous-marine, Paris, 216 p., 40 fig., 8 pl.
- GUILCHER A. (1969) - Le Quaternaire littoral et sous-marin dans l'Atlantique, in Etudes françaises sur le Quaternaire, VIIIe Congrès INQUA, Suppl. Bull. Ass. fr. Et. Quatern., p. 33-41.
- GUILCHER A. (1970) - Discussion finale. Colloque sur l'évolution des côtes et des plateformes continentales dans leur relation mutuelle pendant le Quaternaire, Paris, 1969, Quaternaria, XII, p. 223-229.
- GUILCHER A. et BEAUJEU-GARNIER J. (1958) - L'Europe du Nord et du Nord-Ouest, t.I : Généralités physiques et humaines, Paris, 258 p, 39 fig.
- GUILLIEN Y. (1951) - Les grèzes litées de Charente, Rev. Géogr. Pyrénées et Sud-Ouest, XXII, p. 154-162, 3 fig., 1 pl.
- GUILLIEN Y. (1962) - Néoglacière et Tardiglacière : géochimie, palynologie, préhistoire, A.G., LXXI, p. 1-35, 3 fig., 4 tabl.
- GUILLIEN Y. (1963) - De l'Eemien à l'Holocène : Eoglacière, Mésoglacière, Néoglacière, A.G., LXXII, p. 405-413.
- GUILLIEN Y. (1964) - Grèzes litées et bancs de neige, G.I., p. 103-112.
- GUILLIEN Y. (1965) - Les grèzes litées comme dépôts cyclothéniques, Zeits. Géol., Bd.5 suppl., p. 53-58.
- GUILLIEN Y. (1968) - Chronostratigraphie de l'Europe würmienne, B.A.F.B.G., 16, p. 155-174.

- GULINCK M. (1965) - Aperçu sur les dépôts éocènes de la Belgique, B.S.G.F.(7), VII, p. 222-227, 2 fig.
- GULINCK M. (1967) - Profils de l'Yprésien dans quelques sondages profonds de la Belgique, B.S.B.G., LXXVI, p. 108-113, 1 tabl. h.t.
- GULINCK M. et HACQUAERT A. (1954) - L'Eocène, in Prodrome d'une description géologique de la Belgique, Liège, p. 451-493, 4 tabl.
- GULINCK M. et LEGRAND R. (1969) - La nappe aquifère franco-belge du calcaire carbonifère, B.S.B.G., LXXVIII, p. 235-251, 7 fig., 1 carte h.t.
- GULLENTOPS F. (1954) - Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique, Mém. Inst. Géol. Un. Louvain, XVIII, p. 125-252, 23 fig., 6 tabl.
- GULLENTOPS F. (1957 a) - Stratigraphie du Pléistocène supérieur en Belgique, G.M., n.s., XIX, p. 305.
- GULLENTOPS F. (1957 b) - L'évolution du relief depuis la dernière glaciation, B.S.B.E.G., XXVI, p. 71-87.
- GULLENTOPS F. (1960) - Quelques indices de cycles climatiques au Pléistocène inférieur et moyen en Belgique, B.P., 9, p. 91-95.
- GULLENTOPS F. et ARNOULD-DE-BONTRIDDER O. (1966) - Compte-rendu de l'excursion du lundi 13 juin 1966 : Leuven-Haacht-Wavre-Tervuren-Leuven in L'évolution des versants, vol. 1, Liège, p. 365-375, 4 fig.
- GULLENTOPS F. et MULLENDERS W. (1972) - Age et formation de dépôts de tuf calcaire holocène en Belgique, in Processus périglaciaires étudiés sur le terrain, Symposium international de Géomorphologie, Liège, p. 113-135, 7 fig.
- GULLENTOPS F., MULLENDER W. et COREMANS M. (1966) - Etude de la plaine alluviale du Kantsbeek à Diepenbeek (Limbourg belge), Acta Géographica Lovaniensia, IV, p. 141-150, 9 fig.
- HAGEMAN B.P. (1969) - Development of the western part of the Netherlands during the Holocene, G.M., 48,(4), p. 373-388, 10 fig.
- HAET F. (1931) - Contribution à l'étude du Quaternaire de la plaine maritime belge, B.S.B.G., XLI, p. 141-166.
- HALLEZ P. (1878) - Coupe de la petite colline de l'Empenpont, A.S.G.N., V, p. 80-83.
- HEINZELIN J. DE (1962) - Compte-rendu des excursions, in Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique, Mém. Soc. belge Géol., n° 6, p. 183-246, 39 fig.

- HEINZELIN J. DE (1963) - Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. Essai de reconstitution, B.S.B.G., LXXII, p. 137-148, 5 fig.
- HEINZELIN J. DE (1964) - Cailloutis de Wissant, capture de Marquise et percée de Warcove, B.S.B.G., LXXIII, p. 146-161, 7 fig., 1 tabl., 1 pl.
- HEINZELIN J. DE (1966) - voir BOUTE A. et HEINZELIN J. DE (1966).
- HEINZELIN J. DE (1968) - Origine des galets de silex de la Moyenne Belgique, in Compte-rendu du Colloque international pour l'étude du Néogène nordique (1965), Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne, XIII, p. 87-90, 1 fig.
- HEINZELIN J. DE et TAVERNIER R. (1957) - Quaternaire de la Belgique, in Lexique stratigraphique international, fasc. 4 b.
- HERENT J. (1895) - Observations sur la colline de Mons-en-Pévèle, A.S.G.N., XXIII, p. 186-193, 2 fig.
- HERENT J. (1896 a) - Le quaternaire à Montigny-en-Ostrevent, A.S.G.N., XXIV, p. 50-54, 2 fig.
- HERENT J. (1896 b) - Note sur l'existence à Moncheaux, près Douai, des sables de Mons-en-Pévèle, A.S.G.N., XXIV, p. 68-69.
- HERITIER F. et VILLEMIN J. (1971) - Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière, Bull. B.R.G.N. (2e série), sect. I, n° 2, p. 11-30, 15 fig.
- HETTE A. (1886) - Coupe des couches observées dans les travaux de déviation de la Deûle, à Lille, A.S.G.N., XIII, p. 45-48.
- HURTRELIE J., MONCHY E. et TUFFREAU A. (1972) - Le gisement paléolithique ancien de Beaunetz-les-Loges (Pas-de-Calais), A.S.G.N., XCII, p. 147-153, 3 fig.
- JAHN A. (1969) - Structures périglaciaires dans les loess de la Pologne, B.P., 20, p. 8197, 6 fig.
- JAMAGNE M. (1969) - Données sur l'évolution pédogénétique des formations limoneuses en Europe occidentale, Mém. h. sér. Soc. Géol. France, 5, p. 37-52, 2 fig.
- JAMAGNE M. (1971) - Sols et paléosols sur loess dans le Nord de la France, in Etudes sur le Quaternaire dans le Monde, VIIIe Congrès INQUA, vol. 1, p. 359-372, 7 fig.
- JAMAGNE M. (1972) - Quelques caractéristiques fondamentales des paléosols sur loess du Nord de la France, Pédologie, Gand, XXII, p. 198-221, 1 fig., 3 tabl., 4 ph.

- JAMAGNE M. et MATHIEU C. (1971) - Contribution à l'étude de la stratigraphie des loess dans le NE du Bassin de Paris, B.A.F.E.Q., 29, p. 209-233, 7 fig., 2 tabl., 2 pl.
- JELGERSMA S. (1961) - Holocene sea level changes in the Netherlands, Mededelingen van de Geologische Stichting, série C, VI, n° 7, 100 p., 50 fig., 5 pl.
- JELGERSMA S., DE JONG J., ZAGWIJN W.H. et VAN REGTEREN ALTENA J.F. (1970) - The coastal dunes of the western Netherlands : geology, vegetational history and archeology, Meded. Rijks Geol. Dienst, n.s., 21, p. 93-167, 39 fig., 4 pl., 6 ph.
- JELGERSMA S. et PANNEKOEK A.J. (1960) - Postglacial rise of sea level in Neth., G.M., XXXIX, p. 201-207
- JELGERSMA S. et VAN REGTEREN ALTENA J.F. (1969) - Geological history of the coastal dunes in the W. Netherlands, G.M., XLVIII, p. 335-342, 6 fig.
- JELSKI G. (1968) - Coupe de la vallée de la Scarpe à Vitry-en-Artois, A.S.G.N., LXXXVIII, p. 119-122, 1 fig.
- JELSKI G. (1972) - Six ans de recherches archéologiques en Artois, Bull. Comm. dép. Mon. hist. du Pas-de-Calais, IX, p. 131-146, 6 fig., 2 pl. ph.
- JERSAK J. (1969) - La stratigraphie des loess en Pologne concernant plus particulièrement le dernier étage froid, B.F., 20, p. 99-131, 7 fig., 2 pl. ph.
- JONES L. (1948) - Le levé gravimétrique de la Belgique 1947-1948, B.S.B.G., LVII, p. 568-575, 1 carte h.t.
- JONG J.D. DE (1960) - The morphological evolution of the Dutch coast, G.M., XXXIX, p. 638-643, 2 fig.
- JONG J.D. DE (1967) - The Quaternary of the Netherlands, in K. RAN-KAMA (éd.) : The Quaternary, vol. 2, p. 301-426.
- JONG J.D. DE (1971) - The scenery of the Netherlands against the background of Holocene geology ; a review of the recent literature, R.G.P.G.D., XIII, p. 143-162, 7 fig.
- JOVANOVIĆ P.S. (1940) - Les profils fluviaux en long - leurs formes et leur genèse. Essai de méthodes morphogénétiques nouvelles, Paris, 195 p., 17 fig., 5 pl. h.t.
- JUNG J. (1963) - Précis de Pétrographie, Paris, 319 p., 160 fig., 20 pl. h.t.
- KARNIK V. (1971) - Seismicity of the European area, Dordrecht, 2 vol., 364 p. et 218 p., 12 fig. et 7 fig., 4 cartes h.t.
- KING W.R.B. (1920) - Résultats des sondages exécutés par les armées britanniques, A.S.G.N., XLV, p. 9-34.

- KIEIN C. (1959 a) - Surfaces de régradation et surfaces d'aggradation, A.G., LXVIII, p. 292-317, 7 fig.
- KIEIN C. (1959 b) - Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques, Bull. Assoc. Geogr. fr., 282-3, p. 51-68, 2 fig.
- KIEIN C. (1965) - La signification géomorphologique des argiles à silex, C.R.A.S., 261, p. 191-194.
- KIEIN C. (1967) - La karstification des craies à silex du Bassin de Paris. La notion de niveau de base karstique, Mém. h. sér. Soc. Géol. France, 4, p. 30-38, 1 fig., 2 pl.
- KIEIN C. (1970) - La surface de l'argile à silex, R.G.P.G.D., XII, p. 185-220, 7 fig.
- KUKLA J. (1969) - The cause of the Holocene climate change, G.M., 48 (3), p. 307-334, 13 fig.
- LADRIERE J. (1879 a) - Etude sur les limons des environs de Bavay, A.S.G.N., VI, p. 74-87, p. 300-306, 5 fig.
- LADRIERE J. (1879 b) - Le terrain quaternaire du Nord, A.S.G.N., VII, p. 11-32, 2 fig.
- LADRIERE J. (1880 a) - Note sur les tranchées de chemin de fer d'Hénin-Liétard à Carvin, A.S.G.N., VII, p. 211-217.
- LADRIERE J. (1880 b) - Etude sur les limons des environs de Bavay, A.S.G.N., VII, p. 302-318.
- LADRIERE J. (1880 c) - Les anciennes rivières, A.S.G.N., VIII, p. 1-17, 5 fig.
- LADRIERE J. (1880 d) - Observations sur le terrain crétacé des environs de Bavai, A.S.G.N., VII, p. 184-188.
- LADRIERE J. (1881) - Etude géologique sur les tranchées du chemin de fer du Quesnoy à Dour, A.S.G.N., VIII, p. 135-176, 6 fig.
- LADRIERE J. (1883) - Le terrain quaternaire du fort du Vert Galand, comparé à celui des régions voisines, A.S.G.N., X, p. 86-99, 2 fig.
- LADRIERE J. (1885) - Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique aux environs de Lille et considérations sur les terrains quaternaire. et récent des vallées de la Lys et de la Deûle, A.S.G.N., XII, p. 405-422.
- LADRIERE J. (1886 a) - Le terrain quaternaire de la vallée de la Deûle comparé à celui du Nord de la France, A.S.G.N., XIII, p. 266-286, 2 fig.
- LADRIERE J. (1886 b) - Note sur l'existence de la tourbe quaternaire à la Flamengrie-lez-Bavai, A.S.G.N., XIII, p. 288-291.

- LADRIERE J. (1887) - Note sur le forage de l'Ecole Nationale professionnelle d'Armentières, A.S.G.N., XIV, p. 181-184.
- LADRIERE J. (1888 a) - Note sur la découverte d'un silex taillé et d'une défense de Marmouth à Vitry-en-Artois, A.S.G.N., XV, p. 108-112.
- LADRIERE J. (1888 b) - L'ancien lit de la Scarpe, A.S.G.N., XV, p. 217-238.
- LADRIERE J. (1890 a) - Les alluvions récentes à Quiévrechain, A.S.G.N., XVII, p. 198-200.
- LADRIERE J. (1890 b) - Etude stratigraphique de terrain quaternaire du Nord de la France, A.S.G.N., XVIII, p. 93-149 et 205-276, 20 fig.
- LADRIERE J. (1890 c) - Note pour l'étude du terrain quaternaire de la vallée de la Deûle, A.S.G.N., XVIII, p. 203-204, 1 fig.
- LADRIERE J. (1891) - Note pour l'étude du terrain quaternaire en Esbeye au mont de la Trinité et dans les collines de Flandre, A.S.G.N., XIX, p. 339-344.
- LADRIERE J. (1892 a) - Essai sur la constitution géologique du terrain quaternaire des environs de Mons, A.S.G.N., XX, p. 22-43, 7 fig.
- LADRIERE J. (1892 b) - Excursions dans le Quaternaire du Nord de la France et de la Belgique, A.S.G.N., XX, p. 290-303.
- LADRIERE J. (1896 a) - Le terrain quaternaire des environs de Douai, A.S.G.N., XXIV, p. 54-68.
- LADRIERE J. (1896 b) - La carte agronomique de la commune de Crespin (Nord) - A.S.G.N., XXIV, p. 97-109.
- LADRIERE J. (1901) - Etude géologique et hydrologique des environs de Jeulain, A.S.G.N., XXX, p. 41-78, 10 fig., 1 pl.
- LADRIERE J. (1903 a) - Etude géologique et hydrologique des environs de la ferme de Wult, A.S.G.N., XXXII, p. 61-82, 1 pl.
- LADRIERE J. (1903 b) - Fouilles de la Grand'Place de Lille, A.S.G.N., XXXII, p. 213.
- LADRIERE J. (1904) - Etude géologique et hydrologique du terrain où doit être construit le Lycée de Jeunes Filles de Lille, A.S.G.N., XXXIII, p. 26-50.
- LAGAISSE (1898) - Compte-rendu de l'excursion géologique du 1er mai 1898, à Crévecœur et Cambrai, A.S.G.N., XXVII, p. 42-45.
- LANGRAND E. (1923) - Contribution à la géologie de la côte du Boulonnais, A.S.G.N., XLVIII, p. 121-122.
- LAPPARENT DE (1879) - Sur l'argile à silex du Nord de la France, A.S.G.N., VII, p. 79-82.

- LARSONNEUR C. (1972) - Données sur l'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Manche, in Colloque sur la Géologie de la Manche, Mém. B.R.G.M., 79, p. 203-214, 8 fig.
- LAUTRIDOU J.P. (1967) - Les loess du Pays de Caux : origine et signification paléoclimatique, C.R.S.S.G.F., Paris, 6, p. 248-249.
- LAUTRIDOU J.P. (1968 a) - Les formations superficielles de Saint-Romain ; leur contribution à l'étude morphologique de la région, Thèse 3e cycle, Caen, 200 p, 59 fig., 9 tabl., 3 cartes h.t.
- LAUTRIDOU J.P. (1968 b) - Les loess de Saint-Romain et de Mesnil-Esnard (Pays de Caux), B.C.G., 2, 56 p., 18 fig., 4 tabl.
- LAUTRIDOU J.P. (1969 a) - Les loess du Pays de Caux, Mém. h. sér. Soc. Géol. France, p. 81-105, 16 fig.
- LAUTRIDOU J.P. (1969 b) - Rapport de la commission de terminologie des limons, Mém. h. sér. Soc. Géol. France, 5, p. 123-127.
- LAUTRIDOU J.P. (1969 c) - Le loess dans l'Ouest de la France, in La Stratigraphie des loess d'Europe, suppl. Bull. Ass. fr. Et. Quatern., Paris, p. 79-80, 1 fig.
- LAUTRIDOU J.P. (1970) - Gélivité de la craie de Tancarville : le "head" de l'estuaire de la Seine, B.C.G., 6, p. 45-62, 8 fig., 2 pl.
- LAUTRIDOU J.P. (1971) - Conclusions générales des recherches de gélification expérimentale, B.C.G., 10, p. 63-84, 3 fig., 1 pl.
- LAUTRIDOU J.P. (1972) - Chronostratigraphie des loess normands, C.R.A.S., 274, p. 3073-3075, 1 fig.
- LAUTRIDOU J.P. et VERRON G. (1970) - Paléosols et loess de Saint-Pierres-Elbeuf (Seine maritime), B.A.F.E.Q., p. 145-165, 7 fig., 2 tabl.
- LE CALVEZ Y. et POMEROL C. (1961) - Sur la séparation des Bassins de Bruxelles et de Paris par l'anticlinal de l'Artois à l'Eocène, C.R.A.S., CCLII, p. 2268-2270.
- LEDoux A. (1911) - Etude sur les roches cohérentes du Tertiaire belge, A.S.G.B., XXXVIII, p.M 143-187, 7 fig., 5 pl.
- LEDUQUE A. (1966) - Essai de topographie historique sur la Morinie, Lille, 457p., 12 fig.
- LEFEBVRE A. (1961) - Les industries lithiques du Calaisais et leurs conditions de gisement, Bull. Soc. acad. Ant. Morinie, Saint-Omer, XIX, p. 449-465, 16 fig.
- LEFEBVRE A. (1968) - Repères chronologiques pour l'étude de la falaise quaternaire de Sangatte, Bull. Hist. artist. Calaisais, Calais, p. 161-165, 2 fig.
- LEFEBVRE A. (1969 a) - Le gisement préhistorique de Coquelles (village) (canton de Calais), Septentrion, I, p. 8-14, 7 fig.

- LEFEBVRE A. (1969 b) - Aperçu sur quelques gisements préhistoriques de la région côtière du Nord de la France, Septentrion, I, p. 57-67, 13 fig.
- LEFEBVRE G. et LEGRAND R. (1964) - Les puits naturels du Tournaisis, B.S.B.G., LXXIII, p. 66-80, 3 fig., 1 tabl.
- LEFEBVRE R. (1967) - Les cordons littoraux anciens du "Calaisis postérieur" (fle Guines 1-2 1/25 000), cartographie géomorphologique, Mém. D.E.S. Géogr., Lille, 23 p., 51 fig., 1 carte
- LEFEBVRE M.A. (1952) - Carte morphologique de la Belgique, B.S.B.E.G., XXI, p. 41-68.
- LEFEBVRE M.A. (1932) - La plaine flamande, in Mélanges géogr. offerts à R. BLANCHARD, Grenoble, p. 337-351.
- Légende pour la carte géomorphologique de la France au 1/50 000 (1970) - C.N.R.S., R.C.P. 77, Paris, 77 p.
- LEGRAND R. (1968) - Le massif du Brabant, Mém. expl. cartes géol. et min. de la Belgique, Bruxelles, n° 9, 148 p., 5 pl.
- LEIEU P. (1966) - Problèmes de morphologie dans la partie Sud-Ouest de la Flandre intérieure, Mém. D.E.S. géogr., Lille, 195 p. dactyl., 54 fig., 4 pl. h.t.
- LEMAN P. (1970) - Les origines de Lille, in Histoire de Lille, t. 1, Des origines à l'avènement de Charles Quint, Lille (dir. G. FOURQUIN), p. 85-115.
- LEMOINE P. (1911) - Les tremblements de terre du Bassin de Paris, leurs relations avec les accidents tectoniques, B.S.G.F., 4e sér., XI, p. 341-412, 55 fig.
- LENTACKER F. (1972) - La sédimentation poldérienne dans la plaine maritime flamande en Belgique et aux Pays-Bas. Inventaire bibliographique et mise au point des interprétations nouvelles liées aux recherches récentes, Cah. Géog. Phys., n° 1, Lille, p. 3-28, 6 fig.
- LEPAN (1878) - Coupe relevée derrière la citadelle de Lille, A.S.G.N., V, p. 167.
- LEPAN (1881) - Les tranchées des forts du Vert-Galand et de Bondues, A.S.G.N., VIII, p. 24-26.
- LEPLAT J. (1965) - Etude géologique, Autoroute A 25, 6e section (Nieppe-Méteren), Ponts et Chaussées, Laboratoire Régional de Lille, 7 p.
- LEPLAT J. (1966) - Reconnaissance géologique, reconstruction du Pont d'Ercuilinghem-sur-la Lys, Ponts et Chaussées, Laboratoire Régional de Lille, 8 p.

- LEPLAT J. et ROBASZYNSKI F. (1971) - Une couche à *Rotalipores* dans les "Dièves" (Crétacé supérieur) dans un sondage à Trith (Nord), A.S.G.N., XCI, p. 199-202, 2 fig.
- LEPLAT J. et VIVIER M. (1969) - Les sables de la région du Nord, Bull. Liaison Lab. Routiers Ponts et Chaussées, 38, p. 61-92, 36 fig., 1 pl.
- LEQUEUX M. (1931) - Le Bruxellien à la cote 60 au Bois du Queunoy (Pas-de-Calais), A.S.G.N., LVI, p. 249-250.
- LEQUEUX A. (1934) - Les alluvions de l'Escaut et de la Scarpe d'après de nouveaux sondages, A.S.G.N., LIX, p. 108-118, 1 fig.
- LERICHE M. (1899) - Note sur la faune de la tourbe de Wissant, A.S.G.N., XXVIII, p. 283-284.
- LERICHE M. (1903 a) - Sur l'existence d'une communication directe entre les Bassins parisien et belge à l'époque yprésienne, C.R.A.S., CXXXVI, p. 256-258.
- LERICHE M. (1903 b) - Relations des mers des bassins parisien et belge à l'époque yprésienne, A.S.G.N., XXXII, p. 120-124.
- LERICHE M. (1903 c) - L'éocène des environs de Trelon (Nord), A.S.G.N., XXXII, p. 178-189.
- LERICHE M. (1903 d) - Sur les horizons paléontologiques du Landénien marin du Nord de la France; A.S.G.N., XXXII, p. 239-252.
- LERICHE M. (1904) - Le Lutétien de l'Avesnois, A.S.G.N., XXXIII, p. 292-296.
- LERICHE M. (1905 a) - Sur la signification des termes landénien et thanétien, A.S.G.N., XXXIV, p. 201-205.
- LERICHE M. (1905 b) - Sur l'extension des grès à *Murchisonites laevigatus* dans le Nord de la France et sur les relations des bassins parisien et belge à l'époque lutétienne, A.F.A.S., Cherbourg, p. 394-402.
- LERICHE M. (1905 c) - Observations sur le synchronisme des assises paléocènes et éocènes dans le bassin anglo-franco-belge, B.S.G.F., V, p. 693-694.
- LERICHE M. (1905 d) - Observations sur la classification des assises paléocènes et éocènes du Bassin de Paris, A.S.G.N., XXXIV, p. 383-392.
- LERICHE M. (1906 a) - Observations sur la découverte d'une faune quaternaire à Cambrai par l'Abbé J. GODON, A.S.G.N., XXXV, p. 190.
- LERICHE M. (1906 b) - Grès landénien à végétaux dans l'Artois, A.S.G.N., XXXV, p. 321.
- LERICHE M. (1907) - Feuille de Saint-Omer : collines de Cassel, B.S.C.G.F., XVIII, p. 3-7.

- IERICHE M. (1908) - Feuille de Saint-Omer : collines des environs de Bailleul, B.S.C.G.F., XIX, p. 1-6.
- IERICHE M. (1909 a) - Sur la limite entre le Turonien et le Sénonien dans le Cambrésis, sur quelques fossiles de la craie grise, A.S.G.N., XXXVIII, p. 53-73, 1 fig., 1 pl. h.t.
- IERICHE M. (1909 b) - Sur la présence dans le Sud du Cambrésis d'une formation tertiaire post-lutétienne, A.S.G.N., XXXVIII, p. 74-79.
- IERICHE M. (1909 c) - Observations hydrographiques dans la Haute Vallée de l'Escaut, A.S.G.N., XXXVIII, p. 79-85.
- IERICHE M. (1909 d) - Les terrains tertiaires, in Aperçu géologique du département du Nord, A.S.G.N., XXXVIII, p. 223-248, 3 ph.
- IERICHE M. (1909 e) - Sur les relations entre les Bassins belge et parisien pendant l'époque tertiaire, A.S.G.N., XXXVIII, p. 350-354.
- IERICHE M. (1909 f) - Observations sur la géologie du Cambrésis et compte-rendu de l'excursion de la Soc. Géol. du Nord aux environs de Busigny et de Prémont, A.S.G.N., XXXVIII, p. 372-411.
- IERICHE M. (1909 g) - Les vestiges de la mer yprésienne entre la Flandre et l'île de France, A.S.G.N., XXXVIII, p. 421-428, 1 fig., 1 pl. h.t.
- IERICHE M. (1920) - Observations sur la constitution géologique des collines belges des environs de Bailleul et d'Ypres, B.S.B.G., XXX, p. 59-63.
- IERICHE M. (1921 a) - Monographie géologique de la Flandre française et de la province belge de la Flandre occidentale (collines de Cassel et des environs de Bailleul), Mém. expl. carte géol. détaillée France, Paris, 112 p., 9 fig., 4 pl.
- IERICHE M. (1921 b) - Nouvelles observations sur les terrains tertiaires du SE de l'Avesnois, B.S.B.G., XXXI, p. 167-201, 6 fig., 3 pl.
- IERICHE M. (1922) - Les vestiges du Lutétien remaniés dans le Quaternaire du Nord de la France, C.R.A.S., CLXXIV, p. 173-176.
- IERICHE M. (1923) - Sur quelques points de la géologie de la Flandre française, B.S.B.G., XXXIII, p. 3-14.
- IERICHE M. (1928) - Sur la répartition des faciès lagunaires et fluviaux du Landénien dans le bassin belge et parisien, B.S.B.G., XXXVIII, p. 69-91, 1 fig.
- IERICHE M. (1935) - Sur le Crétacé supérieur du Hainaut et du Brabant, A.S.G.B., LVIII, p. B118-B140, 3 fig., 1 pl.
- IERICHE M. (1936 a) - Le Turonien à Vaucelles (vallée de l'Escaut) et les brèches de Vaucelles, A.S.G.N., LXI, p. 136-144.

- LERICHE M. (1936 b) - L'Yprésien dans le pays compris entre la Sambre et la Meuse, Bull. Acad. Roy. Belg., Classe des Sc., 5e sér., XXII, p. 1245-1258.
- LERICHE M. (1937) - Compte-rendu de la session extraordinaire des Sociétés belges de géologie dans le Nord et l'Est de l'Île de France, B.M.B.G., XLVII, p. 549-655, 4 pl., et A.S.G.B., LXII, p. B175-B281, 4 pl.
- LERICHE M. (1938) - Sur les formations tertiaires remaniées à la base du Quaternaire du Nord de la France et en particulier un calcaire lacustre, silicifié, avec restes de Characée, observé au Cateau (Nord), A.S.G.B., LXIII, p. 128-136, 1 pl.
- LEROI-GOURHAN A. (1968) - Dénomination des oscillations würmiennes, Bull. F.F.C., p. 281-287, 1 tabl.
- LEVET-CARRETTE J. (1966) - Microflore wealdienne provenant d'un puits naturel à la fosse Vieux-Condé (groupe de Valenciennes), A.S.G.B., LXXXVI, p. 153-176, 2 tabl., 3 pl. ph.
- Lexique stratigraphique international (1957) - vol. 1 Europe, fasc. 4 : France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg : Antécambrien à Tertiaire - Généralités, 316 p., Crétacé, 403 p., Tertiaire, 217 p., Quaternaire, 231 p.
- LOCOGE P. (1970) - Contribution à la connaissance de la géomorphologie du Boulonnais oriental (étude et carte géomorphologique), Mém. Maîtrise géogr. Lille, 3 vol., 107 p. dactyl., 223 fig., 1 carte h.t.
- LORIE J. (1921) - Le diluvium ancien de la Belgique et du Nord de la France, A.S.G.B., XLII, p. M 221-M 417, 1 pl.
- LOZEY V. (1971) - Le loess et les formations assimilées : corrélation entre l'Europe centrale et la France par la faune de mollusques, in Etudes sur le Quaternaire dans le monde, vol. 2, p. 597-606, 7 fig.
- LUMLEY H. DE (1969) - Les civilisations préhistoriques en France. Corrélations avec la chronologie quaternaire, in Etudes françaises sur le Quaternaire, VIIIe Congr. INQUA, suppl. Bull. Ass. fr. Et. Quatern., p. 151-169, 2 fig., 9 tabl.
- LUTTIG G. (1968) - Ansichten, Bestrebungen und Beschlüsse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie der INQUA, Eiszeitalter und Gegenwart, Bd 19, p. 283-288.
- MAARIEVELD G.C. (1960) - Wind directions and cover sands in the Netherlands, B.P., 8, p. 49-58, 6 fig., 2 pl.
- MAARIEVELD G.C. (1964) - Periglacial phenomena in the Netherlands during different parts of the Würm time, B.P., 14, p. 251-256, 2 fig.

- MAARLEVELD G.C. (1965) - Frost mounds. A summary of the literature of the post decade, Meded. Geol. Stichting, n.s., n° 17, p. 3-16, 16 fig., 2 tabl.
- MACAR P. (1946) - Phénomènes géologiques actuels, A.S.G.B., LXIX, p. 226-247.
- MACAR P. (1954) - Les terrasses fluviales et la Haute Belgique au Quaternaire, in Prodrome d'une description géologique de la Belgique, p. 591-606.
- MACAR P. (1957) - Résultats d'ensemble d'études récentes sur les terrasses fluviales et les formes d'érosion associées en Haute Belgique, A.S.G.B., LXXX, p. 395-412.
- MACAR P. (1969) - Actions périglaciaires et évolution des pentes en Belgique, B.P., 18, p. 137-152, 5 fig.
- MACAR P. (1971) - La néotectonique de la Belgique. Essai de synthèse, in Etudes sur le Quaternaire dans le monde, VIIIe Congrès INQUA, Paris, (1969), vol. 2, p. 803-812, 2 fig.
- MACAR P., BETHUNE P. DE, MAMMERICKX J. et SERET G. (1960-1961) - Travaux préparatoires à l'élaboration d'une carte géomorphologique de Belgique, A.S.G.B., LXXXIV, p. 179-198.
- MACAR P. et FOURNEAU R. (1960) - Relations entre versants et nature du substratum en Belgique, in contributions internationales à la morphologie des versants, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 1, p. 125-128, 1 tabl.
- MACAR P. et VAN LECKWIJCK W. (1958) - Les fentes à remplissage de la région liégeoise, A.S.G.B., LXXXI, p. B 359-407.
- MAGNE J. et POLVECHE J. (1961) - Sur le niveau à Actinocamax plenus (Blainville) du Boulonnais, A.S.G.N., LXXXI, p. 47-62, 8 fig.
- MAGNE J. et POLVECHE J. (1962) - Le Crétacé de la fosse 10 d'Oignies (Nord). Micropaléontologie et stratigraphie, A.S.G.N., LXXXII, p. 127-134.
- MAGNEE J. DE (1948) - Commentaire géologique sur la nouvelle carte gravimétrique de la Belgique, B.S.B.G., LVII, p. 576-588, 2 fig.
- MAILLE C. (1973) - Contribution à la connaissance morphologique du Pévèle, étude et carte géomorphologique, Mém. Maîtrise géogr., Lille, 3 vol., 104 p dactyl., 17 ph., 163 pl. de sondages.
- MANIA A. (1971) - Contribution à l'étude de la nappe des sables landéniens en Flandres franco-belges et dans le bassin d'Orchies, Thèse Doct. 3e cycle, Lille, 163 p., 29 fig., 43 tabl., 10 pl. h.t.

- MANIA G. (1972) - Hydrogéologie des sables landéniens en Flandres franco-belges, A.S.G.N., XCII, p. 55-66, 1c fig., 2 tabl.
- MANIL G. (1949) - Le Quaternaire des environs de Gembloux. La tranchée de Mazy, B.S.B.G., LVIII, p. 139-152.
- MANIL G. (1952) - Quelques considérations générales sur la stratigraphie quaternaire et la pédogenèse à propos de la description de trois coupes de loess (Hesbaye gembloutoise), A.S.G.B., LXXV, p. 153-165.
- MANIL G. (1960) - Observations sur le remplissage des fentes de gel, B.P., 9, p. 127-134, 1 fig., 2 tabl.
- MANIL G. (1960) - Quelques observations sur les loess anciens de Belgique, B.P., 9, p. 83-90.
- MANIL G. et DELECOUR F. (1957) - Identification en Belgique de loess typiques antériens, probablement d'âge Mindel, B.S.B.G., LXVI, p. 203-210.
- MARECHAL R. (1956) - L'étude des phénomènes périglaciaires en Belgique, B.P., 4, p. 83-98.
- MARECHAL R. et MARIEVELD G. (1955) - L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays-Bas, Meded. Géol. Stichting, NS, 8, p. 78-86.
- MARIETTE H. (1971) - L'archéologie des dépôts flandriens du Boulonnais, Quaternaria, XIV, p. 137-150, 8 fig.
- MARKOV K.K. (1969) - Les phénomènes périglaciaires et leur répartition, B.P., 19, p. 271-275, 1 fig.
- MARKOV K.K. (1970) - Le froid et le Périglaciaire du Pléistocène, Acta Geographica Lodziensia, n° 24, p. 337-341, 2 fig.
- MARLIERE R. (1946) - Deltas wealdiens du Hainaut : sables et graviers de Thieu ; argiles réfractaires d'Hautrage, B.S.B.G., LV, p. 69-101, 10 fig.
- MARLIERE R. (1954 a) - Le Crétacé, in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, Liège, p. 417-444, 8 fig.
- MARLIERE R. (1954 b) - Le Paléocène, in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, Liège, p. 445-449.
- MARLIERE R. (1955) - Définition actuelle et gisement du Montien dans le bassin de Mons, A.S.G.B., LXXVIII, Bull. p. 297-316, 1 pl.
- MARLIERE R. (1964 a) - Aux confins cénomano-turonien : la zone à Actinocamax plenus, A.S.G.N., LXXXIV, p. 257-264, 3 fig.
- MARLIERE R. (1964 b) - Le Montien de Mons : état de la question, in Colloque sur le Paléogène, Mém. B.S.G.M., n° 28, vol. 2, p. 375-384, 2 fig.

- MARLIÈRE R. (1965) - Les connexions du bassin crétacé de Mons au bassin de Paris, Bull. Classe Sc. Acad. Roy. Belg., 5e sér., LI, p. 604-615.
- MARLIÈRE R. (1969 a) - Compte-rendu des journées de l'Association des Géologues du Bassin de Paris dans le bassin de Mons (14-17 mai 1969), B.I.G.B.P., 21, p. 233-273, 13 fig.
- MARLIÈRE R. (1969 b) - Les faciès et l'extension du Heersien dans le bassin de Mons, A.S.G.B., LXCII, Bull., p. 51-77, 8 fig.
- MARLIÈRE R. (1970) - Géologie du bassin de Mons et du Hainaut : un siècle d'histoire, A.S.G.N., Rapport Trav. Centen., XC, p. 171-189, 4 fig., 1 tabl.
- MERTONNE E. DE (1942) - La France, 1e p.: France physique, Géogr. Univ. VI, Paris, 463 p.
- MARTINI E. et MOORKENS T. (1969) - The type-locality of the sands of Grimertingen and calcareous hannoplankton from the lower Tongrian, B.S.B.G., LXXVIII, p. 111-129, 3 fig., 5 tabl.
- MATHIEU C. (1971) - Contribution à l'étude des formations argileuses à silex de Thiérache (France), Pédologie, XXI, p. 5-94, 11 fig., 14 ph., 7 tabl.
- MATHIEU C. et DE CONINCK F. (1972) - Caractérisations physico-chimiques et sédimentologiques des craies turoniennes et coniaciennes de Thiérache et du Marlois (Nord-Est du Bassin de Paris), B.I.G.B.P., 34, p. 3-14, 6 fig., 6 tabl.
- MATHIEU G. (1940-1945) - Importance des galets de craie dans les alluvions de certaines rivières du Nord de la France et leur origine possible dans le remaniement des dépôts de solifluxion, A.S.G.N., LXV, p. 165-176.
- MAUCORPS J., JAMAGNE M., BOUTTEMY R. et MATHIEU C. (1967) - Observations sur les formations à silex dans le département de l'Aisne, Mém. h. sér. S.G.F., n° 4, p. 51-59, 4 fig., 1 pl.
- MERCEY N. DE (1880 a) - Note sur la confusion résultant de l'emploi de la dénomination d'argile à silex appliquée à deux dépôts placés, l'un à la base, l'autre au sommet de la série tertiaire du Nord de la France, A.S.G.N., VII, p. 237-245.
- MERCEY N. DE (1880 b) - Observations à l'occasion de quelques travaux publiés dans les Annales de la Société Géologique du Nord sur le Quaternaire ancien, A.S.G.N., VII, p. 246-258.
- MERCEY N. DE (1882) - Nouvelles observations sur quelques travaux relatifs au Quaternaire du Nord, A.S.G.N., IX, p. 138-150.
- MERIAUX E. (1961) - Observations sur les conglomérats et marbres rouges de l'Artois, A.S.G.N., LXXXI, p. 65-71, 1 fig.

- MICHEL J.P. (1972) - Etude géomorphologique des terrasses du bassin de la Seine, à l'amont de Rouen, B.I.G.B.P., 34, p. 43-60, 11 fig., 2 tabl.
- MICHEL J.P. (1973) - Le Quaternaire de la région parisienne, B.A.F.E.Q., 34, p. 31-45, 4 fig.
- MILLER O.M. et SUMMERSON Ch.H. (1960) - Slope zone maps, Geogr. Rev., L, p. 194-203.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles, Paris, 500 p.
- MILLOT G., CAMEZ Th., BONTE A. (1957) - Sur la montmorillonite dans les craies, Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 16, 2, p. 25-26.
- MITCHELL G.F. (1972) - The Pleistocene history of the Irish sea : second approximation, Scientific Proceedings, Royal Dublin Society, séries A, vol. 4, p. 181-199.
- MOEYERSONS J. et DE PLOEY J. (1969) - Het Land van Waas : een para-cuesta, Acta geographica lovaniensia, vol. 7, p. 105-112, 5 fig.
- MONKHOUSE F.J. et WILKINSON H.R. (1961) - Maps and diagrams, Londres.
- MONTAGNE P. (1910) - Coupe de la faille de Marqueffles à Vinay, A.S.G.N., XXXIX, p. 82.
- MONTAGNE P. (1912) - Les failles épicrotacées du bassin houiller du Nord de la France : la faille de Marqueffles au S de la concession de Liévin, A.S.G.N., XLI, p. 139-147, 5 fig.
- MONTAGNE M. (1972) - La plaine maritime picarde, Cah. Géogr. physique Lille, 1, p. 65-74.
- MONTERA'S H.M. VAN (1971) - Paleomagnetic dating in the North-sea basin, Rotterdam, 113 p, 33 fig.
- MONTHEZ (1881) - Observations sur le Mont des Récollets, A.S.G.N., VIII, p. 74.
- MOORKENS T. (1968) - Quelques Foraminifères planctoniques de l'Yprésien de la Belgique et du Nord de la France, in Colloque sur l'Eocène, Mém. B.R.G.M., n° 58, t. 1, p. 109-128, 1 tabl., 1 pl., 1 carte.
- MORNER N.A. (1969) - Eustatic and climatic changes during the last 15 000 years, G.M., 48 (4), p. 389-399, 9 fig.
- MORRISON R.B. et WRIGHT H.E., édit. (1967) - Quaternary soils, Proceedings vol. 9, VII Congress INQUA, Univ. of Nevada, 337 p.
- MORTELMANS G. et BOURGUIGNON P. (1954) - Le Dinantien, in Prodrone d'une description géologique de la Belgique, Liège, p. 217-322, 2 fig., 10 pl.
- MORZADÉC-KERFOURN M.T. (1969) - Variations de la ligne de rivage au cours du Postglaciaire le long de la côte Nord du Finistère. Analyses polliniques de tourbes et de dépôts organiques littoraux, B.A.F.E.Q., 12, p. 285-318, 24 fig.

- MORZADEC-TERFOURN M.T. et DELIBRIAS G. (1972) - Analyses polliniques et datations radiocarbone des sédiments quaternaires prélevés en Manche centrale et orientale, in Colloque sur la Géologie de la Manche, Mém. B.R.G.M., n° 79, p. 160-165, 1 fig., 2 tabl.
- MUNAUT A.V. (1967 a) - Recherches paléo-écologiques en Basse et Moyenne Belgique, Acta Geographica Lovaniensia, vol. 6, Louvain, 191 p., 18 fig., 23 tabl., 71 diagr.
- MUNAUT A.V. (1967 b) - La forêt ensevelie de Terneuzen, Industrie, Bruxelles, mars 1967, 7 p., 2 fig., 7 photos.
- NOURTIER E. (1936) - Deux forages à Bailleul, A.S.G.N., LXI, p. 122-126.
- ODIN G.S. (1973) - Résultats des datations radiométriques dans les séries sédimentaires du Tertiaire de l'Europe occidentale, R.G.P.G.D., XV, p. 317-330, 2 tabl.
- ODIN G.S., BLONDEAU A., DAMOTTE R., DURAND S., LE CALVEZ Y., LEZAUD L., OLLIVIER-PIERRE M.F., FERREAU M. et POMEROL Ch. (1972) - Etude géologique du sondage de Cassel (Nord), B.I.G.B.P., 32, p. 21-52, 3 fig., 7 tabl., 5 pl.
- ODIN G.S., GULINCK M., BODELLE J. et LAY C. (1969) - Géo-chronologie de niveaux glauconieux tertiaires du bassin de Belgique (méthode potassium-argon) C.R.S.S.G.F., 6, p. 198-200, 1 tabl.
- OLLIER C.D. et THOMASSON A.J. (1957) - Asymmetrical valleys of the Chiltern Hills, Geog. Journ., CXXIII, p. 71-80.
- ORTLIEB J. (1873) - Considérations générales sur les terrains tertiaires inférieurs du bassin flamand, A.S.G.N., I, p. 23-27.
- ORTLIEB J. (1874) - Compte-rendu d'une excursion à Cassel, A.S.G.N., I, p. 101-109.
- ORTLIEB J. (1875 a) - Réflexions à propos d'une communication de MM. Chellonneix et Lecocq sur la présence au Mont d'Halluin de fragments isolés de grès paniséliens, A.S.G.F., II, p. 198-200.
- ORTLIEB J. (1875 b) - Note sur le Mont des Chats, A.S.G.N., II, p. 201-213.
- ORTLIEB J. (1876) - Les alluvions du Rhin et les sédiments du système diestien dans le Nord de la France et en Belgique, A.S.G.N., III, p. 94-105.
- ORTLIEB J. (1882) - Compte-rendu de l'excursion de la société au Mont des Chats et aux collines environnantes, A.S.G.N., IX, p. 181-211.
- ORTLIEB J. (1883 a) - Fossiles diluviens trouvés à Willens, A.S.G.N., X, p. 199-200.

- ORTLIEB J. (1883 b) - Les sondages de la vallée de la Marque, A.S.G.N., X, p. 214-237.
- ORTLIEB J. et CHELLONNEIX E. (1870) - voir CHELLONNEIX E. et ORTLIEB J. (1870).
- ORTLIEB J. et CHELLONNEIX E. (1873) - Grès à Nun. laevigata dans le diluvium du Mont des Chats, A.S.G.N., I, p. 36.
- ORTLIEB J. et CHELLONNEIX E. (1879 a) - voir CHELLONNEIX E. et ORTLIEB J. (1879 a).
- ORTLIEB J. et CHELLONNEIX E. (1879 b) - voir CHELLONNEIX E. et ORTLIEB J. (1879 b).
- PAEPE R. (1956) - De kustvlakte tussen Duinkerken en de Belgische grens. Een fysich-geographische studie, Mém. Licence, Gand, 98 p. dactyl. 18 fig., 1 carte.
- PAEPE R. (1960) - La plaine maritime entre Dunkerque et la frontière belge, B.S.B.G., XXIX, p. 47-66, 6 fig.
- PAEPE R. (1963) - Bouw en oorsprong van de vlakte van de Leie, Thèse, Gand, 225 p.
- PAEPE R. (1964) - Les dépôts quaternaires de la Plaine de la Lys, B.S.B.G., LXXIII, p. 327-365, 14 fig., 4 tabl.
- PAEPE R. (1965 a) - On the presence of Tapes Senescens in some borings of the coastal plain and the Flemish valley of Belgium, B.S.B.G., LXXIV, p. 249-254, 1 fig., 1 pl.
- PAEPE R. (1965 b) - Découverte d'un "foyer" dans les travertins d'Annevoie-Rouillon, B.S.B.G., LXXIV, p. 305-315.
- PAEPE R. (1965 c) - Evolution morphologique de la Plaine de la Lys et des Monts de Flandre, B.S.B.G., LXXIV, p. 1-18, 8 fig.
- PAEPE R. (1966 a) - Comparative stratigraphy of Würm loess deposits in Belgium and Austria, B.S.B.G., LXXV, p. 203-216, 3 fig.
- PAEPE R. (1966 b) - Bricqueterie du Point du Jour-Tongrinne, Professional Paper, Serv. Géol. Belg., n° 6, 5 p., 2 fig.
- PAEPE R. (1967) - Séquences litho-stratigraphiques du Pléistocène supérieur. Datations au C 14, B.S.B.G., LXXVI, p. 171-182, 2 fig.
- PAEPE R. (1968 a) - Les sols fossiles pléistocènes de la Belgique, Pédologie, Gand, XVIII, p. 176-188, 1 tabl.
- PAEPE R. (1968 b) - The geometry of geomorphological forms as related to late Pleistocene stratigraphy, B.S.B.G., LXXVII, p. 22-38, 5 fig.
- PAEPE R. (1968 c) - Le Pléistocène de la vallée de la Meuse à Profondeville, Professional Paper, Serv. Géol. Belg., n° 1, 6 p.

- PAEPE R. (1968 d) - Observations nouvelles dans les terrains quaternaires du Nord de la France et de la Belgique, in La Préhistoire : problèmes et tendances, C.N.R.S., Paris, p. 319-326, 3 fig.
- PAEPE R. (1968 e) - Quaternary paleosols of the Lys valley (northern France), in Loess and related eolian deposits of the world, vol. XII, Proceedings VII th Congress INQUA, Nebraska, p. 247-259, 3 fig.
- PAEPE R. (1969 a) - Les unités litho-stratigraphiques du Pléistocène supérieur de la Belgique, in La Stratigraphie des Loess d'Europe, suppl. Bull. A.F.E.Q., Paris, p. 45-51, 6 fig.
- PAEPE R. (1969 b) - Quelques aspects des dépôts quaternaires de la Famenne, B.S.B.G., LXXVIII, p. 69-75, 3 fig.
- PAEPE R. (1971 a) - Indications for a climatical continuous evolution throughout the Weichselian, in Etudes sur le Quaternaire dans le monde, VIIIe Congrès INQUA, 1969, Paris, vol. 1, p. 507-508, 2 fig.
- PAEPE R. (1971 b) - Dating and position of fossil soils in the Belgian Pleistocene stratigraphy, in Paleopedology. Origine, Nature and Dating of Paleosols, Jerusalem, p. 261-269, 1 fig.
- PAEPE R. (1971 c) - Géologie du site de l'Ecluse de Zemst, Excavator, p. 7-15, 3 fig.
- PAEPE R. (1971 d) - Autosnelweg Brugge-Calais, Professional Paper, n° 9, Serv. Géol. Belg., Bruxelles, 59 p., 5 fig.
- PAEPE R. (1971 e) - Quaternary marine formations of Belgium, Quaternaria, XV, p. 99-104, 2 fig.
- PAEPE R. (1972) - Sedimentological parameters for a continuous climatic evolution throughout the Weichselian, Boreas, I, p. 173-183, 8 fig.
- PAEPE R., BASTIN B. et PISSART A. (1968) - Compte-rendu de l'excursion du 15 juin 1968, A.S.G.B., XCI, p. 617-624.
- PAEPE R. et LOUIS A. (1961) - Invloed van de niveo-fluviale afzettingen op de bodem textuur in de zandleemstreek, Pédologie, XI, p. 49-60, 5 fig., 2 ph.
- PAEPE R. et MORTELMANS G. (1969) - Sur la présence de sols fossiles pléistocènes pré-émiens entre Hal et Tournai, B.S.B.G., LXXVIII, p. 57-68, 6 fig.
- PAEPE R. et PISSART A. (1969) - Periglacial structures in the late Pleistocene stratigraphy of Belgium, B.P., 20, p. 321-336, 4 fig.
- PAEPE R. et SOMME J. (1970) - Les loess et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique, A.S.G.N., Rapport Trav. Centenaire, XC, p. 191-201, 3 fig.

- PAEPE R. et VANHOORNE R. (1967) - The stratigraphy and paleobotany of the late Pleistocene in Belgium, Mém. Expl. Cartes Géol. min. Belg., n° 8, Serv. Géol. Belg., Bruxelles, 96 p., 14 pl.
- PAEPE R. et VANHOORNE R. (1970) - Stratigraphical position of periglacial phenomena in the Campine Clay of Belgium, based on palaeobotanical analysis and palaeomagnetic dating, B.S.B.G., LXXIX, p. 201-211, 5 fig.
- PAEPE R. et VANHOORNE R. (1972) - An outcrop of Eemian wadden deposits at Meetkerke (Belgian Coastal Plain), Professional Paper, n° 7, Serv. Géol. Belg., Bruxelles, 9 p., 2 fig.
- PAEPE R., VANHOORNE R. et DERAYMAEKER D. (1972) - Eemian sediments near Bruges (Belgian Coastal Plain), Professional Paper, n° 9, Serv. Géol. Belg., Bruxelles, 12 p., 16 pl. et fig.
- PAEPE R. et ZAGWIJN W. (1972) - Possibilités de corrélation des dépôts weichséliens de la Belgique et des Pays-Bas, B.A.F.E.Q., p. 59-69, 4 fig.
- PAGNIEZ, BREGI, CHARTIEZ, PESEZ, VIDELAINE (1905) - Sondages aux environs de Lille, A.S.G.N., XXXIV, p. 265-289.
- PAGNIEZ et BREGI (1912) - Sondages pour reconnaissance de terrain à Haubourdin, A.S.G.N., XLI, p. 315-318.
- PANNEKOEK A.J. (1956) - Geological history of the Netherlands, Gravenhage, 147 p.
- PANNEKOEK A.J. (1967) - Generalized contour maps, summit level maps, and streamline surface maps as geomorphological tools, Zeitschr. für Geom., N.F., 11, p. 169-182, 7 fig.
- PARENT H. (1892 a) - Excursions dans le Quaternaire du Nord de la France et de la Belgique, sous la direction de M. Ladrière, A.S.G.N., XX, p. 290-303.
- PARENT H. (1892 b) - Etude sur la craie à Micraster du Boulonnais et sur les plissements de la craie de cette région, A.S.G.N., XX, p. 304-332.
- PARENT H. (1892 c) - Réunion annuelle extraordinaire de la Société Géologique du Nord à Saint-Omer le 10 juillet 1892, A.S.G.N., XX, p. 333-339.
- PARENT H. (1893 a) - Notes supplémentaires sur les plis du Nord de l'Artois, A.S.G.N., XXI, p. 91-104.
- PARENT H. (1893 b) - Les grès primaires de l'Artois, A.S.G.N., XXI, p. 104-106.
- PARENT H. (1893 c) - Sur l'existence du Gault entre les Ardennes et Bas-Boulonnais (étude du Gault et du Cénomanien de l'Artois), A.S.G.N., XXI, p. 205-246.

- PARENT H. (1893 d) - Le Wealdien du Bas-Boulonnais, A.S.G.N., XXI, p. 50.
- PARENT H. (1894) - La faune des sables de Mons-en-Pévèle, A.S.G.N., XXII, p. 58-69.
- PARENT H. (1903) - Deuxième note sur le terrain wealdien du Bas-Boulonnais, A.S.C.N., XXXII, p. 17, 1 pl. h.t.
- PARENT H. (1928) - Note sur l'âge des premières invasions marines crétacées en Artois et sur la continuité du phénomène de plissement dans cette région, A.S.G.N., LIII, p. 90-111.
- PARFENOFF A., POMEROL C. et TOURENQ J. (1970) - Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination, Paris, 574 p., 8 pl., 34 tabl.
- PAS J. DE (1931) - La ville de Saint-Omer et le port de Gravelines, Mém. Soc. Antiq. Marinie, XXXV, p. 139-252.
- PECSE M. (1964) - Chronological problems of patterned soils, B.P., 14, p. 279-293.
- PECSE M. (1966) - The dynamics of Quaternary slope evolution and its geomorphological representation, in L'Evolution des versants, vol. 1, Liège, p. 187-200, 6 fig., 1 tabl.
- PECSE M. (1969) - Genetic classification of slope sediments, B.P., 18, p. 15-27, 1 tabl. h.t.
- PEDE C. (1965) - De typische Diestiaanheiling en haar evolutie, Acta Geographica Lovaniensia, vol. 4, p. 151-158, 10 fig.
- PEGUY C.P. (1957) - Eléments de statistique appliquée aux sciences géographiques, C.D.U., Paris, 201 p., 59 fig.
- PETIT D. (1967) - Cartographie géomorphologique de la vallée de la Marque (Lille 7-8), Mém. ann. D.E.S. géogr. Lille, 24 p. dactyl.
- PETIT R. et BUISINE M. (1958) - Le Quaternaire au puits 10 de Lens à Vendin-le-Vieil, A.S.G.N., LXXVI, p. 100-102.
- PETTJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. (1972) - Sand and sandstone, New-York, 618 p., 258 fig.
- PEWE T.L. (1966) - Paleoclimatic significance of fossil ice wedges, B.P., 15, p. 65-73, 2 fig., 2 pl.
- PEWE T.L. édit. (1969) - The Periglacial environment, Past and Present, Montréal, 487 p.
- PINCHEMEL Ph. (1950 a) - L'étude des réseaux hydrographiques, Bull. Ass. Géogr. franç., p. 72-80.
- PINCHEMEL Ph. (1950 b) - L'analyse morphométrique des réseaux hydrographiques, C.R.A.S., CCXXI, p. 556-557.

- PINCHEMEL Ph. (1953) - Introduction géomorphologique à la géographie du Boulonnais et du Weald, Revue du Nord, Lille, XXXV, p.29-45, 4 fig.
- PINCHEMEL Ph. (1954) - Les plaines de craie du Nord-Ouest du Bassin Parisien et du Sud-Est du Bassin de Londres et leurs bordures, Paris, 502 p., 49 fig., 22 pl.
- PINCHEMEL Ph. (1956) - Observations sur l'Argile à silex et le Diluvium de l'Artois. A propos de la communication de A. Bonte, A.S.G.N., LXXVI, p. 9-13.
- PIRIET H. (1970) - Influence d'un karst sous-jacent sur la sédimentation calcaire et l'intérêt des paléokarsts, A.S.G.B., XCIII, p.247-254, 4 fig.
- PISSART A. (1962) - Les aplanissements tertiaires et les surfaces d'érosion anciennes de l'Ardenne du Sud-Ouest, A.S.G.B., LXXXV, p. M71-150, 23 fig.
- PISSART A. (1962) - Les versants des vallées de la Meuse et de la Semois à la traversée de l'Ardenne. Classification des formes et essai d'interprétation, A.S.G.B., LXXXV, p. B 113-121, 1 fig.
- PISSART A. (1964) - Avancement des recherches périglaciaires en Belgique de 1956 à 1963, E.P., 14, p. 67-74.
- PISSART A. (1967) - Les modalités de l'écoulement de l'eau sur l'île Prince Patrick, E.P., 16, p. 217-224, 1 fig., 2 ph.
- PISSART A. (1970) - Les phénomènes physiques essentiels liés au gel. Les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique, A.S.G.B., LXCIII, p. 7-49, 23 fig.
- PISSART A. (1973) - Les études expérimentales de l'action du gel, voie de recherche d'avenir, E.P., 22, p. 233-247.
- PISSART A., PAEPE R. et BOURGUIGNON P. (1969) - Dépôts fluviatiles, éoliens et paléols sur la terrasse de Hernée, A.S.G.B., XCII, p. 429-445, 6 fig., 3 tabl., 1 phot.
- POLVECHE J. (1959) - Observations préliminaires sur le Crétacé supérieur traversé par quelques forages récents, A.S.G.N., LXXIX, p.190-202.
- POLVECHE J. (1960) - Sur la stratigraphie, les propriétés physiques et chimiques des craies du Nord de la France, A.S.G.N., LXXX, p.199-203.
- POMEROL Ch. (1961a) -Thèse : voir POMEROL Ch. (1965 b).
- POMEROL Ch. (1961 b) - Sur l'origine des minéraux lourds des sables de l'Eocène supérieur du Bassin de Paris, C.R.A.S., CCLIII, p. 887-889.
- POMEROL Ch. (1961 c) - Corrélation entre le Lédien du Bassin de Bruxelles et le Lutétien supérieur du Bassin de Paris, C.R.A.S., CCLIII, p. 3839-3841.
- POMEROL Ch. (1962) - Contribution sédimentologique à la stratigraphie du Bartonien dans le Bassin de Paris, in Colloque sur le Paléogène, Ném. B.R.G.M., n° 28, p. 169-173.

- POMEROL Ch. (1963 a) - Contribution à l'étude sédimentologique du Crétacé inférieur dans le Bassin de Paris, le Hainaut et le Sud de l'Angleterre, Colloque sur le Crétacé inférieur, Mém. B.R.G.M., n° 34, p. 605-622, 4 fig., 2 tabl.
- POMEROL Ch. (1963 b) - Représentation graphique des granulométries de sables exécutées avec la série du tassis AFTOR, Cahiers Géologiques, Paris, n° 72-73, p. 813-818, 3 fig.
- POMEROL Ch. (1964) - Découverte de paléossols de type podzol au sommet de l'Auverson (Bartonien inférieur) et Maisselles (S et O), C.R.A.S., CCLVIII, p. 974-976.
- POMEROL Ch. (1965 a) - Introduction à la séance sur la géologie du Bassin de Paris, B.S.G.F. (7), VII, p. 197-199.
- POMEROL Ch. (1965 b) - Les sables de l'Eocène supérieur (Lédien et Bartonien) des bassins de Paris et de Bruxelles, Mém. pour servir à l'explic. de la carte géol. détaillée de la France, Paris, 214 p., 75 fig., 6 pl., 3 tabl.
- POMEROL Ch. (1965 c) - Réflexions sur l'"argile à silex" du Bassin de Paris, C.R.S.S.G.F., 4, p. 148-149.
- POMEROL Ch. (1967 a) - Esquisse paléogéographique du Bassin de Paris à l'ère tertiaire et aux temps quaternaires, R.G.P.G.D., IX, p. 55-85, 15 fig.
- POMEROL Ch. (1967 b) - Les minéraux argileux dans le Tertiaire du Bassin de Paris. Problèmes d'origine et de genèse, Bull. Gr. fr. Argiles, XIX, p. 115-123.
- POMEROL Ch. (1968 a) - Progrès récents dans la connaissance des formations tertiaires du Bassin de Paris, B.S.G.F., (7), X, p. 5-12.
- POMEROL Ch. (1968 b) - Sur la corrélation du Lédien avec les formations éocènes du Bassin de Paris, in Colloque sur l'Eocène, Mém. B.R.G.M., n° 58, p. 553-560.
- POMEROL Ch. (1971) - Contribution sédimentologique et géomorphologique à la connaissance de la tectogenèse cénozoïque du Bassin de Paris, in La Tectonique du Bassin de Paris, Bull. B.R.G.M., 2e sér., sect. I, n° 2, p. 67-74, 2 fig., 2 cartes.
- POMEROL Ch. (1972) - Ages radiométriques dans le Tertiaire des bassins du Nord-Ouest de l'Europe, B.I.G.B.P., 32, p. 3-6.
- POMEROL Ch. et RIVELINE-BAUER J. (1967) - Mode de gisement, nature et origine d'argiles à silex et d'argiles d'altération du Bassin de Paris, Mém. h. sér. Soc. Géol. France, n° 4, p. 65-72.
- POMEROL Ch. et al (1972) - voir ODIN G.S. et al, 1972.

- PONTIER G. (1897) - L'Elephas primigenius dans la vallée de l'Aa, A.S.G.N., XXVI, p. 125-127.
- PONTIER G. (1907) - La faune quaternaire de la vallée de l'Aa (note préliminaire) A.S.G.N., XXXVI, p. 347-355.
- PONTIER G. (1908) - Découvertes paléontologiques dans la vallée de l'Aa, A.S.G.N., XXXVII, p. 131-139, 1 fig.
- PONTIER G. (1909) - Quelques observations sur les alluvions d'Arques, A.S.G.N., XXXVIII, p. 171-175, 1 fig.
- PONTIER G. (1911) - Remarques sur les variations dentaires chez les éléphants quaternaires européens, B.S.G.F. (4), XI, p. 463-471, 1 pl.
- PONTIER G. (1914) - Etude sur l'Elephas primigenius de la vallée de l'Aa, A.S.G.N., XLIII, p. 30-89, 1 fig.
- POPILIN F. (1969) - Le Quaternaire des carrières de Wissant (Pas-de-Calais). Etude des restes osseux provenant de la carrière de Wissant, Septentrion, I, p. 69-72, 3 fig.
- POPOV A.I. (1956) - Le thermokarst, B.P., 4, p. 319-330, 1 fig.
- POPOV A.I. (1972) - Les loess et dépôts loessoides, produit des processus cryolithogènes, B.P., 21, p. 193-200, 1 tabl.
- POTIER A. (1879 a) - Lettre à M. Gosselet au sujet de l'argile à silex, A.S.G.N., VII, p. 53-67.
- POTIER A. (1879 b) - Deux sondages à Sangatte, A.S.G.N., VII, p. 112-114.
- POTIER A. (1879 c) - Explications sur la légende des limons de la carte de France, A.S.G.N., VI, p. 376.
- PRENTICE J.E. (1972) - Sedimentology of the North sea and the English Channel, in Colloque sur la géologie de la Manche, Mém. B.R.G.M., n° 79, p. 229-232.
- PRESTWICH J. (1880) - Note et observations théoriques sur la plage soulevée de Sangatte, B.S.G.F. (3), VIII, p. 547-552.
- PREVOST R. (1958) - Répertoire bibliographique des recherches préhistoriques dans le département du Pas-de-Calais, Arras, 136 p., 3 cartes h.t.
- PRUDHOMME A.M. (1973) - Les formations superficielles de la Plaine maritime dans la région de Brouckerque, Inst. Géogr. Lille, 6 p.
- PREVOST P. (1914) - Note sur les résultats de quelques sondages profonds exécutés au Sud-Ouest de la ville de Lille, A.S.G.N., XLIII, p. 177-189, 1 fig.

- PRUVOST P. (1921) - Observations sur la tectonique du Bas-Boulonnais : la faille de Landrethun et son prolongement au Cap Gris-Nez, A.S.G.N., XLVI, p. 55-67.
- PRUVOST P. (1925) - Observations sur la structure du Cap Gris-Nez et sur les mouvements qui ont affecté le pays boulonnais après le dépôt du Jurassique, B.S.C.G.F., XXVIII, p. 167-238, 18 fig., 4 pl.
- PRUVOST P. et LEROUX E. (1935) - Résultats d'un sondage géologique profond à Amiens, A.S.G.N., IX, p. 70-99, 3 fig., 1 pl.
- PRUVOST P. et SOUKA R. (1913) - Coupe géologique de la fosse 2 bis des Mines de Marles, A.S.G.N., XLII, p. 20-24.
- QUERIERE P. DE LA, ROUX J.C. et TIRAT M. (1971) - Carte du toit de la craie sous recouvrement tertiaire dans le Sud de la Picardie (Aisne-Oise) in La Tectonique du Bassin de Paris, Bull. B.R.G.M., 2e s., I, 2, p. 47-50, 1 carte.
- QUEVA (1882) - Excursion à Ostricourt, A.S.G.N., IX, p. 272-273.
- QUEVA (1883) - Compte-rendu de l'excursion à Solesmes, A.S.G.N., X, p. 238-241.
- RAISZ E. (1948) - General cartography, New-York.
- RAT P. (1969) - Esprit et démarches de la paléogéographie. Exemples dans le Bassin Parisien, B.S.C.F. (7), XI, p. 5-12.
- RAYNAL R. (1970) - Les formations litées de versants en milieu péri-glaciaire. Contribution à une mise au point d'ensemble, Acta Geographica Lodziensia, n° 24, p. 371-387.
- RAYNAL R. et al. (1972) - Aspects régionaux du Périglaciaire français, in Recherches géographiques en France, Montréal, p. 79-106, 10 fig., 4 photos.
- RICHARDS H.G. et FAIRBRIDGE R.W. (1965) - Annotated Bibliography of Quaternary shorelines (1945-1964), Philadelphia, 280 p.
- RICHARDS H.G. (1970) - Annotated Bibliography of Quaternary shorelines, supplement 1965-1969, Philadelphia, 240 p.
- RICHEZ E. et BONTE A. (1953) - Observations sur le Landénien continental de Noyelles-sur-Escaut (Nord), A.S.G.N., LXXIII, p. 197-202, 2 fig.
- RIMBERT S. (1964) - Cartes et graphiques, Paris, 236 p., 88 fig.
- RINGOT R. (1965) - Vestiges lithiques de la période finale du Paléolithique moyen en Ardrésis (Pas-de-Calais), Bull. Soc. Préh. Fr., Et. et Trav., Paris, t. LXII, p. 70-76, 1 fig.

- RIVELINE-BAUER J. (1970) - Contribution à l'étude sédimentologique et paléogéographique des sables de l'Oligocène des Bassins de Paris et de Belgique, Th. 3e cycle, Géologie, Paris, 2 vol., 164 p., 53 fig.
- ROBASZYNSKI F. (1971 a) - Les Foraminifères pélagiques des "Dièves" crétaées aux abords du golfe de Mons (Belgique), A.S.G.N., XCI, p. 31-38, 4 fig.
- ROBASZYNSKI F. (1971 b) - Les "Dièves" de Neubeuge (Nord) et leurs deux tourtias (Crétacé supérieur), A.S.G.N., XCI, p. 113-117, 2 fig.
- RUIE V. (1968) - Identification of paleosols in loess deposits in the United States, in Loess and related eolian deposits of the world, vol. XII, Proceeding VII th Congress INQUA, Nebraska, p. 49-65, 2 fig., 2 tabl.
- RUTOT A. (1897) - Les origines du Quaternaire de la Belgique, B.S.B.G., XI, Mon., 140 p., 12 fig., 1 pl.
- RUTOT A. et VAN DEN BROECK (1879) - Les phénomènes posttertiaires en Belgique dans leurs rapports avec l'origine des dépôts quaternaires et modernes, A.S.G.N., VII, p. 33-53.
- SALMON J. (1913) - Esquisse géologique du bassin lacustre de Saint-Omer (note préliminaire), A.S.G.N., XLII, p. 248-257.
- SANGNIER P. (1968) - Carte géologique 1/50 000 XXV-3-4 Lille-Halluin.
- SANGNIER P. (1969) - Carte géologique 1/50 000 XXIV-3 Steenvoorde.
- SCHULTZ C.B. et FRYE J.C. édit. (1968) - Loess and related eolian deposits of the world, vol. 12 Proceedings VII th Congress INQUA, Lincoln, 370 p.
- Sédimentation et Quaternaire (1951) - Comptes-rendus du Congrès tenu en Charente et en Dordogne, 1949, Bordeaux, 321 p.
- SEILLIER C. (1969) - Le Quaternaire de Wissant. Historique des recherches, extension et variations du gisement, Septentrion, I, p.75-79, 1 fig.
- SERET G. (1963) - Echantillon de la carte géomorphologique de Han-sur-Lesse, R.G.D., XIV, p. 123-128, 2 fig., 1 carte h.t.
- SERET G. (1963) - Essai de classification des pentes en Famenne. Travaux préparatoires à l'élaboration d'une carte géomorphologique de Belgique, Zeitschrift für Geomorphologie, p. 71-85, 2 fig., 2 ph.
- SERVANT J. (1971) - Etude pédologique dans la 7e section des waterings du Pas-de-Calais. Secteur de Clairmarais-Schoubrouck, I.N.R.A., Montpellier, S.E.S., 147, 14 p., 1 carte h.t.

- SERVANT J. et DUVIS M. (1971) - Etude pédologique dans la 1^{re} section des waterings du Pas-de-Calais : Sainte-Marie-Werque, Runinghen, I.N.R.A., Montpellier, S.E.S. n° 144, 47 p., 41 tabl., 2 cartes h.t.
- SERVANT J. et DARTIES J.L. (1972) - Etude pédologique dans les waterings secteur Guines-Ardres-Audruicq-Bourbourg, I.N.R.A., Montpellier, S.E.S. n° 165, 2 vol., 86 et 100 p., 2 cartes h.t.
- SERVANT J. et NAERT D. (1972) - Etude pédologique dans les waterings 4^e section du Nord et Moëres secteur Dunkerque-Bergues-Hondschoote-Ghyvelde, I.N.R.A., Montpellier, S.E.S. n° 166, 2 vol. 86 et 110 p., 2 cartes h.t.
- SERVANT J. (1973) - Les sols des waterings du Nord et du Pas-de-Calais, I.N.R.A. Montpellier, 95 p., 6 fig., 15 ph., 1 carte h.t.
- SIMON A. (1912) - Structure géologique des collines tertiaires du Bois de Riarent à Liévin, A.S.G.N., XII, p. 53-56, 1 fig.
- SIX A. (1889) - Coupe prise à Arcues (Pas-de-Calais), A.S.G.N., XVI, p. 213-214.
- SOMME J. (1965 a) - Les altitudes des Monts de Flandre, Hommes et Terres du Nord, 1, p. 74-80, 2 fig.
- SOMME J. (1965 b) - Irrégularités de profil des talwegs en Flandre, Comm. orale Congrès Ass. fr. Sc. Av. Sciences, Lille.
- SOMME J. (1966) - Les pentes dans diverses régions du Nord, Hommes et Terres du Nord, 1, p. 100-102, 2 fig.
- SOMME J. (1967 a) - Tectonique récente dans la région de Lille (Pays de Weppes et Mélantais occidental), l. ..., p. 55-65, 4 fig.
- SOMME J. (1967 b) - Observations sur les sables et galets diestiques du Mont des Cats, A.S.G.N., LXXXVII, p. 77-85, 4 fig., 1 tabl.
- SOMME J. (1968) - Coupe dans le Quaternaire récent de la vallée de la Deûle, près de Lille, E.A.F.E.C., 15, p. 89-99, 2 fig., 1 pl.
- SOMME J. (1969 a) - Introduction à la géomorphologie du Nord de la France, A.S.G.N., LXXXIX, p. 103-110.
- SOMME J. (1969 b) - La plaine maritime, A.S.G.N., LXXXIX, p. 117-126, 3 fig.
- SOMME J. (1969 c) - Stratigraphie des limons de la région du Nord de la France (Flandre-Artois), in La Stratigraphie des loess d'Europe, suppl. Bull. Ass. fr. Et. Quatern., p. 71-78, 3 fig.
- SOMME J. (1969 d) - La falaise de Sangatte, Septentrion, Calais, I, p. 43-51, 7 fig.

- SOMME J. (1969 e) - La plaine maritime, Septentrion, Calais, I, p. 52-56, 2 fig.
- SOMME J. (1971) - Stratigraphie des limons weichséliens dans la région du Nord de la France, in Etudes sur le Quaternaire dans le monde, VIIIe Congr. INQUA, Paris, 1969, vol. I, p. 549-556, 3 fig.
- SOMME J. (1972) - Les formations continentales pléistocènes du Nord de la France, in Aspects régionaux du Périglaciaire français, Recherches géographiques en France, Congrès Intern. Géogr. Montréal, p. 80-82, 2 fig.
- SOMME J. (1973) - Les formations quaternaires de la région du Nord, Ann. Scientif. de l'Univ. de Besançon, Géologie, 3e série, fasc. 21, p. 97-102, 3 fig.
- SOMME J. et CABAL M. (1972) - La plaine maritime dans la région d'Arras (Pas-de-Calais) et le site archéologique des Noires Terres, Cah. Géog. phys. Lille, n° 1, p. 29-43, 4 fig.
- SOMME J. et TUFFREAU A. (1971) - Stratigraphie du Pléistocène récent et Moustérien de tradition acheuléenne à Marcoing (Cambresis, Nord de la France), B.A.F.E.Q., 27, p. 57-74, 6 fig., 2 tabl.
- SOMME J., VAILLANT J. et FAGNART J.P. (1972) - Contribution à l'étude du gisement moustérien de Solesmes (Nord), Bull. Soc. Préh. Fr., LXIX, Et. et Tr., fasc. 2, p. 481-491, 8 fig., 2 tabl.
- SOMME M. (1970) - Les déplacements d'Isabelle de Portugal et la circulation dans les Pays-Bas bourguignons au milieu du XVe siècle, Revue du Nord, LII, p. 183-197, 4 fig.
- SORNAY J. (1968) - Lexique stratigr. intern., vol. VIII, Termes stratigr. majeurs, art. Aptien, C.N.R.S., Paris, 109 p.
- SOUCHEZ R. (1961) - Théorie d'une évolution des versants, Bull. Soc. Roy. belge Géog., LXXXV, p. 7-18.
- SOUCHEZ R. (1966) - Réflexions sur l'évolution des versants en climat froid, R.G.P.G.D., VIII, 4, p. 317-334, 8 fig.
- SOUCHEZ M., SOUCHEZ R. et PÆPE R. (1969) - Paléosols pléistocènes et évolution morphologique dans la Haute vallée de la Semois, B.S.B.G., LXXVIII, p. 77-83, 1 fig.
- SOULIEZ G., WATERLOT G., RAMON S. et CREMILLE L. (1970) - Hydrogéologie dans la région du Nord, A.S.G.N., Rapp. Trav. Centen., XC, p. 429-442, 7 fig.
- STEPHENS N. et SYNGE F.M. (1966) - Pleistocene shorelines, in Essays in Geomorphology, Londres, p. 1-51, 22 fig.
- STEVENS Ch. (1931) - Quelques remarques sur la morphologie de la Belgique, B.S.B.G., XLI, p. 124-140.

- STEVENS Ch.(1938) - Le relief de la Belgique, Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, XII, p. 37-428, 126 fig., 39 ph., atlas 21 pl.
- STEVENS Ch.(1938) - Quelques déformations holocènes et modernes du sol belge, Bull. Soc. Roy. belge de Géogr., LXII, p. 291-302.
- STEVENS Ch.(1939 a) - L'origine du relief de la Belgique, Rev. Géogr. phys. et Géol. Dyn., XII, p. 1-35, 8 fig. h.t.
- STEVENS Ch. (1939 b) - La dépression de l'Escaut, B.S.B.G., XLIX, p. 57-62, 1 fig.
- STEVENS Ch. (1945) - La dépression de l'Escaut et son origine tectonique, B.S.B.G., LIV, p. 113-118.
- STEVENS Ch. (1949) - Quelques aspects géomorphologiques de la Vallée de la Haine, A.S.G.N., LXIX, p. 224-236, 4 fig.
- STEVENS Ch. (1952) - Une carte géomorphologique de la Basse et de la Moyenne Belgique, Mém. Soc. belge de Géologie, n.s., n° 4, 24 p., 8 fig., 1 carte h.t.
- STEVENS Ch. (1960) - Les bases concrètes du nobilisme belge, A.S.G.N., LXXX, p. 69-72.
- STIEVENARD M (1949) - La grande faille du Midi d'Ourton à Douai, A.S.G.N., LXIX, p. 315-351.
- STOCKMANS F. et VANHOORIE R. (1954) - Etude botanique du gisement de tourbe de la région de Pervijze (plaine maritime belge), Mém. Inst. Roy. Sc. nat. Belg., n° 130, 144 p., 9 fig., 4 pl., 5 tabl., 1 carte.
- STRAHLER A.N. (1950) - Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis, Am. Jour. Sci., 248, p. 673-696, 800-814.
- STRAHLER A.N. (1954) - Statistical analysis in geomorphic research, Journ. Geol., LXII, p. 1-25, 12 fig.
- STRAHLER A.N. (1956) - Quantitative slope analysis, Bull. Geol. Soc. America, LXVII, p. 571-596.
- STRAHLER A.N. (1957) - Quantitative analysis of watershed geomorphology, Transactions Am. Geophys. Union, 38, p. 913-920, 8 fig.
- Stratigraphie (La) des Loess d'Europe (1969) - Suppl. Bull. Assoc. fr. Et. Quatern., 176 p.
- SUGGATTE R.P. et WEST R.G. (1967) - The substitution of local stage names for Holocene and Postglacial, Quaternaria, IX, p. 245-246.
- Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique (1962) - Mém. Soc. belge Géol., Bruxelles, n° 6, 248 p.
- Symposium Quaternary changes in level especially in the Netherlands (1954) - G.M., nw. ser., XVI, p. 147-270.

- TAVERNIER R. (1943) - Le Néogène de la Belgique, B.S.B.G., LII, p. 7-34, 2 fig.
- TAVERNIER R. (1945) - Phénomènes périglaciaires en Belgique, B.S.B.G., XIV, p. 112-133, 6 pl.
- TAVERNIER R. (1946) - L'évolution du Bas Escaut..., B.S.B.G., LV, p. 106-125
- TAVERNIER R. (1947 a) - Aperçu sur la pétrologie des terrains post-paléozoïques de la Belgique, in La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe, Bruxelles, p. 69-90.
- TAVERNIER R. (1947 b) - Note sur le Pléistocène récent de la Belgique, in La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe, Bruxelles, p. 311-317.
- TAVERNIER R. (1947 c) - L'évolution de la plaine maritime belge, B.S.B.G., LVI, p. 332-343, 2 fig.
- TAVERNIER R. (1948) - Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays, B.S.B.G., LVII, p. 609-641.
- TAVERNIER R. (1954 a) - Le Néogène, in Prodrome d'une description géologique de la Belgique, Liège, p. 533-554, 2 tabl.
- TAVERNIER R. (1954 b) - Le Quaternaire, in Prodrome d'une description géologique de la Belgique, Liège, p. 555-589, 2 fig., 3 tabl.
- TAVERNIER R. et HEINZELIN J. DE (1957) - Chronologie du Pléistocène supérieur, plus particulièrement en Belgique, G.M., n.s., XIX, p. 306-309.
- TAVERNIER R. et HEINZELIN J. DE (1962 a) - Introduction au Néogène de la Belgique, in Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique, Mém. Soc. belge Géol., 6, p. 7-28, 1 carte h.t.
- TAVERNIER R. et HEINZELIN J. DE (1962 b) - De Cardium -lagen van West-Vlaanderen, Natuurwet. Tijdschr., Gent, XLIV, p. 49-58, 3 fig., 2 tab.
- TAVERNIER R. et MARECHAL R. (1958) - Carte des associations de sol de la Belgique, Pédologie, VIII, p. 134-182, 1 fig., 1 pl.
- TAVERNIER R. et MOORMANN F. (1954) - Les changements du niveau de la mer dans la plaine maritime flamande pendant l'Holocène, G.M., n.s., XVI, p. 201-206, 3 fig.
- Tectonique (La) du Bassin de Paris (1971) - Bull. B.R.G.M., 2e s., sect. 1, n° 2 et 3, 2 vol., 207 p.
- TERS M. (1969) - Stratigraphie générale des formations du Quaternaire de Wissant, Septentrion, I, p. 73-75, 2 fig.
- TERS M. édit. (1971) - Etudes sur le Quaternaire dans le monde, VIIIe Congrès INQUA, 2 vol., Paris, 1053 p.

- TERS M., PINOT J.P. et al (1969) - Livret-guide de l'excursion A 10 : littoral atlantique, VIIIe Congr. INQUA Paris, 111 p., 42 fig.
- TERS M., AZEMA C., BREBION Ph., CHURCHER C.S., DELIBRIAS G., DENEFFIE N., GUYADER J., LAURIAT A., MATHIEU R., MICHEL J.P., OSBORNE P.J., ROUVILLOIS A., SHOTTON F.W. (1971) - Sur le remblaiement holocène dans l'estuaire de la Seine au Havre (Seine Maritime), France, Quaternaria, XIV, p. 151-174, 8 fig.
- THEOBALD N. (1972) - Fondements géologiques de la Préhistoire, essai de chronostratigraphie des formations quaternaires, Paris, 95 p., 45 fig.
- THIADENS A. (1964) - The Netherlands, in Tectonics of Europe, Moscou, p. 197-202.
- THIEGHEM G. (1969) - La Préhistoire du Nord et du Pas-de-Calais : aperçu d'ensemble, A.S.G.N., LXXXIX, p. 127-129.
- THOREZ J. et BOURGUIGNON P. (1973) - Minéraux argileux des argiles de dissolution des calcaires dinantiens en Condroz, A.S.G.B., XCVI, p. 59-85, 7 fig., 5 tabl.
- THOREZ J., BOURGUIGNON R., PAEPE R. (1970) - Etude préliminaire des associations de minéraux argileux des loess pléistocènes en Belgique, A.S.G.B., XCIII, p. 265-285, 12 fig.
- T'JONCK G. (1954) - Bijdrage tot de kennis van de vlakte van de leie te Floegstert, Natuur. Tijdschr., XXXV, p. 97-101.
- TRENARD L. dir. (1972) - Histoire des Pays Bas français, Toulouse, 582 p.
- TRICART J. (1949 et 1952) - La partie orientale du Bassin de Paris, 2 vol., Paris, 474 p., 90 fig., 24 ph.
- TRICART J. (1951) - L'évolution morphologique du littoral des Bas-Champs picards, R.G.D., II, p. 49-65, 8 fig.
- TRICART J. (1956 a) - Etude expérimentale du problème de gélivation, B.P., 4, p. 285-318.
- TRICART J. (1956 b) - Carte des phénomènes périglaciaires quaternaires en France, Paris, 40 p., 3 pl.
- TRICART J. (1957) - L'évolution des versants, Inf. Géog., Paris, XXI, p. 108-116.
- TRICART J. (1958) - Mise au point : les variations quaternaires du niveau marin, Inf. Géogr., p. 100-105.
- TRICART J. (1960) - Manifestations périglaciaires du Quaternaire ancien en France, B.P., 9, p. 143-157.
- TRICART J. (1963) - Géomorphologie des régions froides, Paris, 289 p., 38 fig., 12 pl.

- TRICART J. (1965) - Principes et méthodes de la géomorphologie, Paris, 496 p., 36 fig.
- TRICART J. (1966) - Paléoclimats et terrasses quaternaires, C.R.S.S.G.F., 5 p. 202-203.
- TRICART J. (1967) - Le modelé des régions péri-glaciaires, Paris, 512 p., 127 fig.
- TRICART J. (1968) - Précis de Géomorphologie, t. 1, géomorphologie structurale, Paris, 322 p., 114 fig.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1965) - Introduction à la géomorphologie climatique, Paris, 306 p., 50 fig.
- TRICART J. et LIGUS (1952) - L'étude statistique des versants (suite) R.G.D., III, p. 142-147.
- TRICART J. et LIGUS (1958) - Méthode améliorée pour l'étude des sables, R.G.D., IX, p. 43-54.
- TRICART J. et MUSLIN I. (1951) - L'étude statistique des versants, R.G.D., IV, p. 175-182.
- TRICART J., RAYNAL R. et BESANCON J. (1972) - Cônes rocheux, pédiments, glaciés, A.G., LXXX, p. 1-24.
- TRICART J. et SCHAEFFER R. (1950) - L'indice d'émoussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion, R.G.D., p. 151-179.
- TUFFREAU A. (1971 a) - Quelques aspects du Paléolithique ancien et moyen dans le Nord de la France, N° spéc. Bull. Soc. Préhist. Nord, n° 8, Amiens, 98 p., 29 fig., 4 pl.
- TUFFREAU A. (1971 b) - Quelques observations sur le Paléolithique de la Pointe-aux-Oies à Wimereux (Pas-de-Calais), Bull. Soc. Arch. France, LXVIII, Et. et travaux, p. 496-504, 4 fig.
- TUFFREAU A. (1972) - Les industries moustériennes du Nord de la France (Nord-Pas-de-Calais) : état des recherches, Septentrion, II, p. 37-45, 6 fig.
- TUFFREAU A. (1973) - Industries acheuléennes et pré-moustériennes dans le bassin oriental de la Somme et dans le Nord de la France, Cah. Centre Rech. Préhist., Univ. Paris I, I, p. 53-61, 5 fig.
- TUREKIAN K.K. édit. (1971) - Late Cenozoic glacial ages, New Haven et London, 606 p.
- VALOCH K. (1967) - La subdivision du Pléistocène récent et l'apparition du Paléolithique supérieur en Europe centrale, B.A.F.E.Q., 13, p. 263-269.

- VAN DEN BROECK E. (1881) - Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels par l'infiltration des eaux météoriques étudiés dans leurs rapports avec la géologie stratigraphique, Bruxelles, 180 p., 1 pl.
- VAN DER HAMMEN T. (1965) - Paläoklima, Stratigraphie und Evolution, Geologische Rundschau, LIV, Stuttgart, p. 428-441, 9 fig.
- VAN DER HAMMEN T., MAARLEVELD G.C., VOGEL J.C. et ZAGWIJN W.H. (1967) - Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands, G.M., XLVI, p. 79-95, 9 fig.
- VAN DER HAMMEN T., WIJNSTRA T.A. et ZAGWIJN W.H. (1971) - The floral record of the late Cenozoic of Europe, in The late Cenozoic Glacial ages, p. 391-424, 12 fig., 1 tabl.
- VAN DER HEIDE S. (1965) - Problems of the marine eemian in Europe, Report of the VI th International Congress on Quaternary, vol. 1 : Commission on the Quaternary shorelines, p. 167-173.
- VAN DER HEIDE S. et ZAGWIJN W.H. (1967) - Stratigraphical nomenclature of the Quaternary deposits in the Netherlands, Mededelingen van de Geologische Stichting, Nieuwe Serie n° 18, p. 23-29, 3 fig.
- VAN DER MAAREL E. et ZAGWIJN W.H. (1971) - Historic and dynamic aspects of coastal dune vegetations in the Netherlands, Acta Bot. Neerl. 20 (1), p. 173-182, 5 fig.
- VAN DORSSEER H.J. et SALOME A.I. (1973) - Different methods of detailed geomorphological mapping, E.N.A.G. Geographisch Tijdschrift, VII, p. 71-74, 1 pl.
- VANHOORNE R. (1962) - Het interglaciale veen te Lo (België), Natuurwet. Tijdschr., XLIV, p. 58-64, 1 fig., 1 pl.
- VANHOORNE R. (1968) - Traces d'une mer interglaciaire dans la plaine maritime belge, Rev. Anthropolog., Paris, p. 89-92, 1 fig.
- VANHOORNE R. (1971) - Etude paléontologique (nouvelle Ecluse de Zemst), Excavator, mai 1971, p. 15-19, 2 tabl., 1 fig.
- VANHOORNE R. et VERBRUGGEN C. (1969) - Le Tardiglaciaire à Roksem, Bull. Inst. Sc. nat. Belg., XLV, 21, p. 1-10, 5 fig., 1 pl. ph.
- VAN IECKWIJCK W. et MACAR P. (1960) - Les structures périglaciaires antérieures au Würm en Belgique, B.P., 9, p. 47-59, 2 fig., 13 ph.
- VANMAERCKE-GOTTIGNY M.C. et PISSANT A. (1966) - Compte-rendu de l'excursion du dimanche 12 juin 1966 : Namur-Leuven, in L'évolution des versants, vol. 1, Liège, p. 351-364, 4 fig.

- VANMAERCCKE-GOTTIGNY M.C. (1967) - Geomorfologie en morfogenese van het leemplateau tussen Schelde en Dender, B.S.B.E.G., XXXVI, p. 335-350, 2 fig., 2 cartes.
- VAN VOORTHUYSEN J.E. (1954) - Crustal movements of the southern part of the North Sea basin during Pliocene and early Pleistocene times, G.M., nw. ser., XVI, p. 165-172, 3 fig., 2 tabl.
- VAN VOORTHUYSEN J.H. (1962) - Die Obermiozäne Transgression im Nordsee-becken und die Tertiär-Quartärgrenze, in Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique, p. 64-82, 7 fig.
- VAN VOORTHUYSEN J.H., TOERING K., ZAGWIJN W.H. (1972) - The plio-pleistocene boundary in the North sea basin. Revision of its position in the marine beds, G.M., vol. 51 (6), p. 627-639, 8 fig.
- VEENSTRA H.J. (1970) - Quaternary North sea coasts, Quaternaria, XII, p. 169-184, 5 fig.
- VERBRUGGEN C. (1971) - La morphogenèse de la Vallée flamande, bref aperçu et quelques aspects nouveaux, Hommes et Terres du Nord, 1, p. 61-67, 1 fig.
- VERGER F. (1963) - Les techniques d'analyse granulométrique, Mém. Doc. C.N.R.S., IX, 1, 61 p. 51 fig.
- VERGER F. (1968) - Marais et wadden du littoral français, étude de géomorphologie, Bordeaux, 541 p., 230 fig., 2 ill. h.t.
- VERGER F. (1971) - Présentation taxonomique des marais maritimes tempérés, R.G.P.G.D., VIII, p. 163-171, 7 fig.
- VERHULST A. (1966) - Histoire du paysage rural en Flandre de l'époque romaine au XVIIIe siècle, Bruxelles, 159 p.
- VERHULST A. (1967) - La fondation de Gravelines (1163), Cah. Civil. Méd., 1, p. 15-28
- VERMANDER D. (1963) - Etude des niveaux dans la vallée de la Lys entre Comines et Courtrai (feuille Halluin 1/50 000), Mém. ann. D.E.S. géogr. Lille, 24 p. dactyl.
- VOGEL J.C. et ZAGWIJN W.H. (1967) - Groningen radiocarbon dates VI, Radiocarbon, vol. 9, p. 63-106.
- WALSCHOT L. (1962) - Les terrasses de la Senne, La Géographie, 3, p. 3-15.
- WASHBURN A.L. (1970) - An approach to a genetic classification of patterned ground, Acta geographica Lodziensia, 24, p. 437-446.
- WATERLOT B. (1970) - Nouvelles observations géologiques sur les terrains paléozoïques, crétacé et tertiaire des environs de Bavai, A.S.G.N., XC, p. 33-38, 2 fig.
- WATERLOT B. et MARLIERE R. (1971) - Carte géologique 1/50 000 XXVII-6 Le Quesnoy.

- WATERLOT G. (1940-1945a) - Hydrogéographie de la région Sud-Est de Valenciennes, A.S.G.N., LXV, p. 65-73, 2 fig.
- WATERLOT G. (1940-1945 b) - Résultats géologiques et hydrogéologiques des puits et forages communaux de Le Quesnoy (Nord), A.S.G.N., LXV, p. 137-146.
- WATERLOT G. (1948) - A propos d'affaissements actuels du sol : quelques précisions dans la vallée de la Haine française, A.S.G.N., LXVIII, p. 2-12.
- WATERLOT G. (1954 a) - Sur l'importance de la masse de craie solifluée dans la vallée de la Sensée, A.S.G.N., LXXIV, p. 160-161.
- WATERLOT G. (1954 b) - Les terrains crétacés sous recouvrement tertiaire dans les environs de Vieux Reng, Boussois et La Longueville (feuille de Maubeuge au 1/50 000), B.S.C.G.F., LII, 241, p. 1-10.
- WATERLOT G. (1957) - Le toit des sables landéniens en Flandre, dans la région comprise entre Saint-Omer et Lille. Remarques sur la nature des sables et leur hydrologie, A.S.G.N., LXXVII, p. 74-82, 1 fig.
- WATERLOT G. (1960) - La nappe aquifère de la craie dans la vallée de la Haute Deûle : structure géologique du sous-sol de la vallée, A.S.G.N., LXXX, p. 329-334, 1 fig.
- WATERLOT G. (1963 a) - Quelques données sur les couches tertiaires et crétacées de la feuille "Le Quesnoy" au 1/50 000, A.S.G.N., LXXXIII, p. 197-200.
- WATERLOT G. (1963 b) - Le Crétacé de la région N et NE de Maubeuge, A.S.G.N., LXXXIII, p. 265-274, 2 fig.
- WATERLOT G. (1966) - La tourbière du vallon du Schoubrouck, affluent de l'Aa, rive droite (Cuvette de Clairmarais), A.S.G.N., LXXXVI, p. 135-137, 3 fig., 1 tabl.
- WATERLOT G. (1968) - Carte géologique 1/50 000 XXIII-3 Cassel.
- WATERLOT G. (1969 a) - Le paléozoïque en Ardenne française, A.S.G.N., LXXXIX, p. 5-22, 5 fig.
- WATERLOT G. (1969 b) - Aperçu géologique de la région de Lille, A.S.G.N., LXXXIX, p. 67-77, 4 fig.
- WATERLOT G. (1969 c) - Sur la poche de dissolution dans le Paléozoïque de Don (Nord), A.S.G.N., LXXXIX, p. 175-176, 2 fig.
- WATERLOT G., BEUGNIES A., GODFRIAUX Y. (1967) - Carte géologique 1/50 000 XXVIII-6 Maubeuge.
- WATERLOT G. et DELOFFRE G. (1952) - Phénomènes périglaciaires dans le Nord de la France, A.S.G.N., LXXII, p. 134-139.

- WATERLOT G. et WATERLOT B. (1969) - Carte géologique 1/50 000 XXVII-7 Avesnes.
- WATERLOT M. (1970) - Excursions géologiques dans le Nord de la France, Livret-guide, Annales du Centre Régional de Documentation Pédagogique de Lille, I.P.N., Lille, 70 p., 31 fig.
- WEST G. (1968) - Pleistocene geology and biology, London, 377 p.
- WEST G. (1972) - Relative sea-level changes in southeastern England during the Pleistocene, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A., 272, p. 87-98, 7 fig.
- WIGGERS A.J. (1954) - Compaction of sediments older than Holocene in relation to the subsidence of the Netherlands, G.M., nw. ser., XVI, p. 179-184, 6 fig.
- WOLDSTEDT P. (1961) - Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, 3 vol., Stuttgart, 3e édit.
- WOLDSTEDT P. (1969) - Quartär, Stuttgart, 263 p., 77 fig., 16 tabl.
- WOOLDRIDGE S.W. et LINTON D.L. (1939) - Structure, surface and drainage in South-East England, Londres, 124 p., 28 fig.
- World climate from 8000 to B.C. (1966) - Proceeding of the International Symposium, London, 229 p.
- YOUNG A. (1961) - Characteristic and limiting slope angles, Z.G., 5, p. 126-131.
- YOUNG A. (1964) - Slope profile analysis, Z.G., supplementband 5, p. 16-27.
- YOUNG A. (1972) - Slopes, Edinburgh, 288 p., 96 fig.
- ZAGWIJN W.H. (1960) - Aspects of the pliocene and early pleistocene vegetation in the Netherlands, Meded. geol. Stichting (C), III, n° 5, 78 p., 8 fig., 3 pl.
- ZAGWIJN W.H. (1961) - Vegetation, climate and radiocarbon datings in the late Pleistocene of the Netherlands, Part. 1 : Eemien and early Weichselian, Meded. Geol. Stichting, n.s., n° 14, Maastricht, p. 15-45, 14 fig., 2 tabl., 3 pl. photo, 8 pl.
- ZAGWIJN W.H. (1973) - Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in the Northern Netherlands, Meded. Rijks Geol. Dienst, n.s., n° 24, p. 139-156, 11 fig., 7 pl. h.t.
- ZAGWIJN W. et PAEPE R. (1968) - Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens, Eiszeitalter und Gegenwart, XIX, p. 129-146, 6 fig.

- ZAGWIJN W.H., VAN MONTERANS H.M. et ZANDSTRA J.G. (1971) - Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands ; pollen-analysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology, G.M., vol. 50 (1), p. 41-58, 5 fig., 2 tabl.
- ZEUNER F.E. (1958-1961) - Criteria for the determination of mean sea-level for pleistocene shore-line features, Quaternaria, V, p. 143-146.
- ZEUNER F.E. (1959) - The Pleistocene Period, London, 447 p., 78 fig.
- ZONNEVELD J.I.S. (1958) - Litho-stratigraphische eenheden in het Nederlandse Pleistoceen, Mededelingen van de Geologische Stichting, n.s., n° 12, p. 31-64, 10 fig., 1 tabl., 2 pl. h.t.

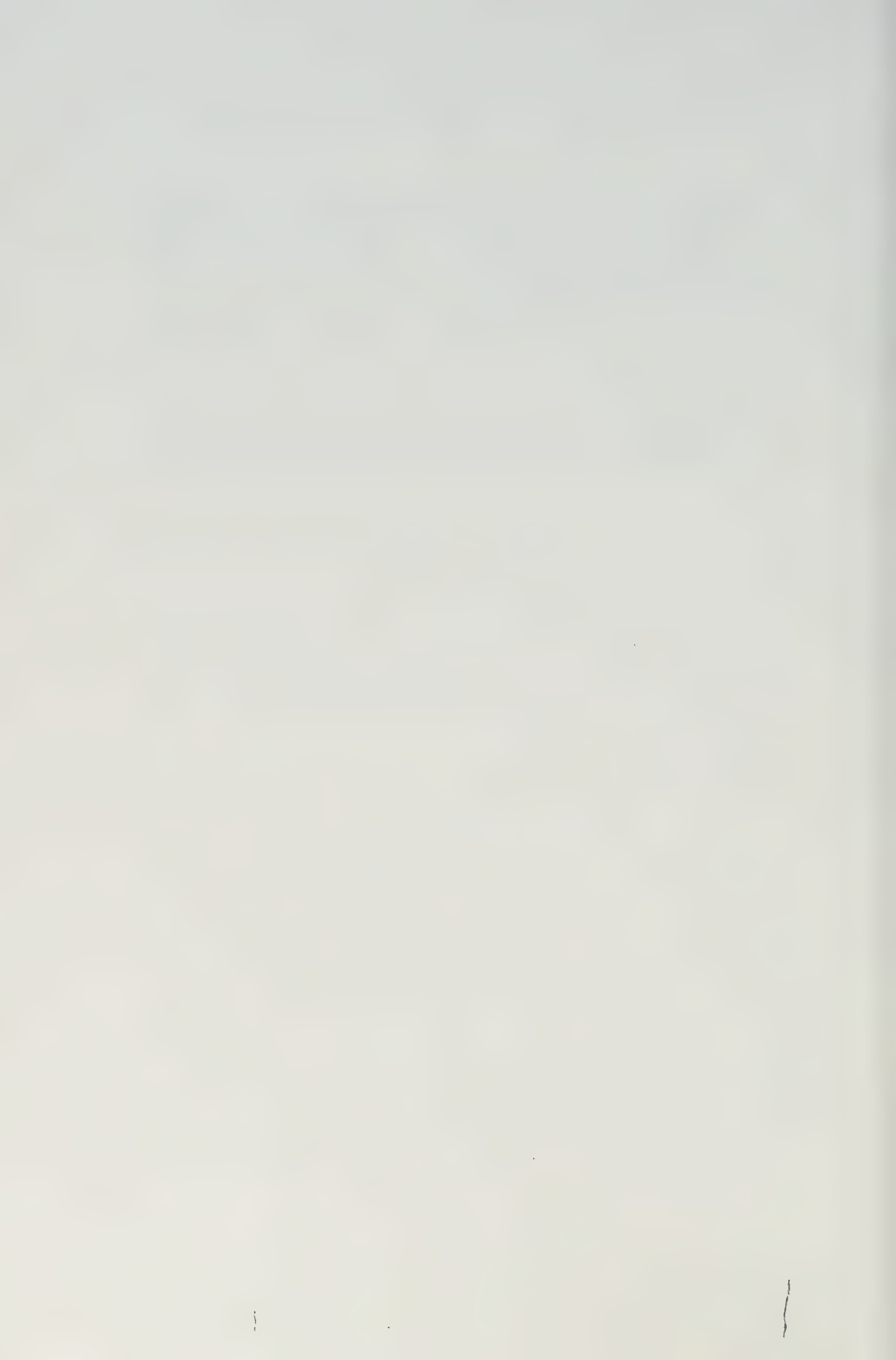


TABLe DES FIGURES

Fig.

- 1 - Carte oro-hydrographique (1/500 000).
- 2 - Les Monts de Flandre.
- 3 - Régions physiques du Nord d'après J. GOSSELET.
- 4 - Carte des pentes moyennes du Nord (1/200 000).
- 5 - Croquis de localisation des cartes de pentes.
- 6 - Répartition des pentes selon les classes de la carte (Pays de Weppes, Mélantois, Ferrain, Gohelle, Plateau de Laires, Mont-Noir).
- 7 - Cartes des pentes : Weppes, Ferrain, Gohelle (1/50 000).
- 8 - Carte des pentes : Houtland (région du Mont Noir) (1/25 000).
- 9 - Carte des pentes : plateau de Laires (Haut Artois) (1/25 000).
- 10 - Pentes des talwegs et principaux bassins hydrographiques dans le Nord de la France.
- 11 - La Plaine de la Lys.
- 12 - La Plaine de la Scarpe.
- 13 - Esquisse régionale de la couverture des formations superficielles dans le Nord de la France.
- 14 - Triangles des textures (d'après J. FINK) : types de faciès granulométriques et types de sédiments éoliens.
- 15 - Carte géologique sommaire du substrat antéquatenaire de la région du Nord de la France.
- 16 - Carte structurale schématique du socle paléozoïque dans le Nord de la France et en Belgique.
- 17 - Carte du toit du Paléozoïque dans la France du Nord et en Belgique.
- 18 - Carte schématique de l'épaisseur de la couverture postpaléozoïque dans le Nord de la France.
- 19 - Extension du Crétacé marin dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique.
- 20 - Epaisseurs du Sénonien-Turonien supérieur dans le Nord de la France.
- 21 - Epaisseurs du Crétacé en Belgique et dans le Nord de la France.
- 22 - Extension des diverses assises du Paléocène et de l'Eocène dans le Nord de la France et en Belgique.
- 23 - Courbes granulométriques cumulatives de sables landéniens.
- 24 - Bois des Dames : Landénien et Yprésien.

- 25 - Coupe schématique le long du versant de rive droite de la vallée de l'Aa.
- 26 - Courbes granulométriques de sables yprésiens (Cuisien inférieur).
- 27 - Courbes morphoscopiques de sables yprésiens.
- 28 - Courbes granulométriques de sables paniséliens (Cuisien supérieur).
- 29 - Courbes granulométriques des sables paniséliens et bruxelliens du Mont des Cats.
- 30 - Courbes morphoscopiques des sables paniséliens et bruxelliens du Mont des Cats.
- 31 - Courbes granulométriques cumulatives de formations éocènes.
- 32 - Graphique granulométrique triangulaire de formations éocènes du Nord de la France.
- 33 - Carte des formations néogènes de la Belgique et des régions voisines.
- 34 - Miocène supérieur marin dans le bassin de la Mer du Nord.
- 35 - Le Mont des Cats.
- 36 - Coupe du chemin creux du Mont des Cats (versant SE).
- 37 - Courbes granulométriques des sables "diestiens" du Mont des Cats.
- 38 - Courbes morphoscopiques des sables "diestiens" du Mont des Cats.
- 39 - Tableau des minéraux lourds des sables tertiaires.
- 40 - Répartition granulométrique du lit de galets (Diestien du Mont des Cats).
- 41 - Répartition du nombre de galets ($L > 20$ mm) selon les types (Diestien, Mont des Cats).
- 42 - Morphométrie des galets "diestiens" du Mont des Cats.
- 43 - Carte de la région du Mont Noir (1/25 000).
- 44 - Coupe dans les formations "diestiennes" du Mont Noir.
- 45 - Courbes granulométriques des sables "diestiens" du Mont Noir.
- 46 - Courbes morphoscopiques des sables "diestiens" du Mont Noir.
- 47 - Le Mont Kokereel (Nord).
- 48 - Courbes granulométriques et morphoscopiques des sables du Mont Kokereel.
- 49 - Carte de la région du Mont des Cats (1/25 000).
- 50 - Poche de la craie à l'ancienne carrière des Fours à chaux de Fiennes (Pas-de-Calais).
- 51 - Coupe schématique de l'escarpement boulonnais.
- 52 - Courbes granulométriques des sables "diestiens" des Noires-Mottes.

- 53 - Courbes morphoscopiques des sables "diestiens" des Noires-Mottes.
- 54 - Haut-Artois et Haut-Boulonnais (1/200 000).
- 55 - Courbes granulométriques des sables du Haut-Boulonnais.
- 56 - Courbes granulométriques des sables du Pays de Licques.
- 57 - Chronostratigraphie du Pléistocène dans le NW de l'Europe.
- 58 - Chronostratigraphie et évolution de la végétation depuis le Miocène dans l'Europe du NW.
- 59 - Courbe climatique et chronostratigraphique du Quaternaire récent aux Pays-Bas.
- 60 - Carte du Pléistocène récent : Pays-Bas, Belgique, Nord de la France.
- 61 - Carte des dépôts pléistocènes superficiels en Belgique et dans le Nord de la France.
- 62 - Carte du Pléistocène récent dans le Nord de la France avec la localisation des principales coupes.
- 63 - Tableau des unités lithostratigraphiques du Pléistocène récent en Belgique et dans le Nord de la France.
- 64 - Profils de coupes types de la Belgique et du Nord de la France.
- 65 - Vallée de la Deûle au NW de Lille (Nord) : nature du substrat et épaisseurs du Quaternaire.
- 66 - Coupe du Pays de Weppes.
- 67 - Profils du Pléistocène de la briqueterie de Lambersart (Nord).
- 68 - Coupe et vue perspective du réseau polygonal des fentes 8 à Lambersart (paroi D).
- 69 - Profil de base de la briqueterie de Lambersart : contact Weichsélien-Saalien.
- 70 - Profils du Pléistocène de Marly (autoroute A 2)
- 71 - Profils du Pléistocène de la briqueterie de Marcoing (Nord).
- 72 - Courbes granulométriques cumulatives des fractions sableuses de formations weichséliennes de Lambersart.
- 73 - Courbes granulométriques cumulatives des formations weichséliennes de la briqueterie de Lambersart.
- 74 - Courbes granulométriques cumulatives des loess de Marly.
- 75 - Histogrammes granulométriques partiels (2 à 100 μ) de loess weichséliens.
- 76 - Graphique triangulaire des textures des formations pléistocènes de Marly.
- 77 - Profils du Pléistocène de la briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle (Nord).

- 78 - Profil du Pléistocène de la briqueterie de la Longueville (Nord).
- 79 - Profil du Pléistocène de la briqueterie de Vimy (Pas-de-Calais).
- 80 - Profils du Pléistocène de la briqueterie de Bailleul (Nord).
- 81 - Profils du Pléistocène de la briqueterie de Prêmesques (Nord).
- 82 - Courbes granulométriques cumulatives des formations weichséliennes de l'ancienne briqueterie de Prêmesques (Nord).
- 83 - Profil du Pléistocène de la briqueterie de Sequedin (Nord).
- 84 - Courbes granulométriques cumulatives des formations weichséliennes de Sequedin (Nord).
- 85 - Coupe de l'autoroute A 2 à Graincourt-les-Havrincourt (Cambrésis).
- 86 - Profils du Pléistocène de la briqueterie de Lomme (Nord).
- 87 - Courbes granulométriques cumulatives des formations weichséliennes de Lomme (Nord).
- 88 - Courbes granulométriques cumulatives des formations weichséliennes de briqueteries d'Aubers et d'Hallennes-les-Haubourdin (Nord).
- 89 - Profil du Pléistocène de la briqueterie d'Halluin (Nord).
- 90 - Courbes granulométriques cumulatives des formations pléistocènes d'Annappes (campus universitaire, Villeneuve d'Ascq, Nord).
- 91 - Courbes granulométriques cumulatives des formations pléistocènes de Météren (Nord).
- 92 - Coupes du versant W de la vallée de la Deûle à Lille.
- 93 - Courbes granulométriques cumulatives des limons weichséliens de l'ancienne briqueterie de Bully-les-Mines (Pas-de-Calais, Gohelle).
- 94 - Coupe de l'autoroute A 2 à Tilloy-lez-Cambrai (Nord).
- 95 - Répartition des faciès du Weichsélien moyen et ancien dans le Nord de la France.
- 96 - Répartition des faciès du Pléniglaciaire supérieur weichsélien dans le Nord de la France.
- 97 - Graphique triangulaire granulométrique des formations weichséliennes du Nord de la France.
- 98 - Fuseaux granulométriques du loess de couverture et des formations litées dans le Weichsélien du Nord de la France.
- 99 - Profil de la carrière de Mourmont à Solesmes (Nord).
- 100 - Coupes de la moyenne terrasse de l'Aa à Hallines (Pas-de-Calais).
- 101 - Profil du Pléistocène de la briqueterie de Sainghin-en-Weppes (Nord).
- 102 - Courbes granulométriques cumulatives des formations pléistocènes de la briqueterie de Sainghin-en-Weppes (Nord).

- 103 - Profils schématiques dans les formations limoneuses pléistocènes du Nord de la France.
- 104 - Carrière de Lottinghen (Pas-de-Calais).
- 105 - Diagramme triangulaire des textures des formations de Lottinghen (Pas-de-Calais).
- 106 - Courbes granulométriques cumulatives des formations de Lottinghen (Pas-de-Calais).
- 107 - Courbes granulométriques cumulatives des fractions sableuses des formations de Lottinghen.
- 108 - Cartes en isobathes du toit du Paléozoïque dans le Nord de la France.
- 109 - Cartes du toit du Crétacé et du toit du Turonien moyen au N de Valenciennes.
- 110 - Cartes du toit du Landénien et du toit du Paléozoïque dans le N de la Flandre intérieure et dans la plaine maritime.
- 111 - Toit des sables landéniens en Flandres franco-belges.
- 112 - Coupe de l'Artois au Verdrel et faille de Marqueffles.
- 113 - Coupes géologiques générales à travers les diverses régions du Nord.
- 114 - Structure et relief de l'Artois (entre la Scarpe et la Lys).
- 115 - Carte du toit de la craie sous le Landénien dans la région SW de Béthune.
- 116 - Coupe partielle le long de la Clarence entre Marles-les-Mines et Chocques.
- 117 - Structure et relief du haut Boulonnais et de l'Artois occidental.
- 118 - Croquis géomorphologique du versant de rive gauche de l'Aa à Hallines.
- 119 - Grands traits de la structure et du relief dans la région sud-orientale du Nord de la France.
- 120 - Structure et relief de la région lilloise.
- 121 - Coupes du Pays de Weppes.
- 122 - Structure et relief de la Plaine de la Lys.
- 123 - Epaisseurs du Quaternaire dans la Plaine de la Lys.
- 124 - Coupe de la Plaine de la Lys (le long de l'autoroute A 25).
- 125 - Structure et relief du Houtland.
- 126 - Coupe semi-théorique du S du Houtland à l'E de Bailleul.
- 127 - Structure et relief de la plaine de la Scarpe et du Valenciennois.
- 128 - Carte de la plaine maritime de la Mer du Nord (Pays-Bas, Belgique, Nord de la France).

- 129 - La plaine maritime : région occidentale (1/100 000).
- 130 - Coupe générale de la falaise de Sangatte (Pas-de-Calais).
- 131 - Coupe détaillée de la falaise de Sangatte (Pas-de-Calais).
- 132 - Carte de la région de Sangatte (1/25 000).
- 133 - Coupes de la bordure de la plaine maritime entre Sangatte et Coquelles.
- 134 - Courbes granulométriques cumulatives des sables pléistocènes de Sangatte (Pas-de-Calais).
- 135 - Coupes du bas de la falaise de Sangatte dans la zone d'affleurement des sables marins.
- 136 - Profil au point 325 de la coupe de Sangatte.
- 137 - Courbes granulométriques cumulatives des sables pléistocènes de Coulogne (Pas-de-Calais).
- 138 - Isobathes du substrat antéquatenaire de la plaine maritime.
- 139 - Coupes de la plaine maritime d'après les sondages profonds (7 coupes).
- 140 - Le golfe pléistocène de l'Yser. Extension de la formation d'Herzele (Pléistocène moyen).
- 141 - Profils du Pléistocène de la Briqueterie d'Herzele (Nord).
- 142 - Littoraux quaternaires dans le Nord de la France, en Belgique et aux Pays-Bas.
- 143 - Croquis géomorphologique de la région de Wissant (Pas-de-Calais).
- 144 - Subdivisions de l'Holocène et séquence du Flandrien aux Pays-Bas.
- 145 - Divisions et principaux axes hydrographiques de la plaine maritime.
- 146 - La plaine maritime aux environs de Calais et le cordon des Pierrettes.
- 147 - Le cordon des Pierrettes entre -25 m et 0 m.
- 148 - Carte du substrat antéquatenaire de la plaine maritime dans le Calaisis (1/50 000).
- 149 - Coupe à la bordure N des dunes anciennes de Ghyvelde (Nord).
- 150 - Evolution dunkerquienne de la plaine maritime (1/200 000) du Nord de la France.
- 151 - Coupes dans le marais de la plaine maritime : relations entre la tourbe de surface, le calcaire à Linnées et le Dunkerquien.
- 152 - La plaine maritime dans la région d'Ardres et le site archéologique (1/25 000).
- 153 - Le site archéologique des Noires Terres (1/10 000).
- 154 - Profils de sondages dans la région d'Ardres.

- 155 - Ancienne vallée de la Scarpe (1/50 000).
- 156 - Types de textures des formations dunkerquiennes.
- 157 - Profils superficiels dans le Sud de la plaine maritime entre Gueups et la bordure (fle Guines 3).
- 158 - Relief de la plaine maritime. (1/200 000).
- 159 - Marais et chenaux de la Petite-Rouge-Cambre (Calais).
- 160 - Poches de la craie à Enguinegatte, Ecques et Rebecques (fle Saint-Omer 2 et 6).
- 161 - Poche de la craie à Barlin (Pas-de-Calais).
- 162 - Coupes de Mecquignies (Nord) et extension de la "marne de la Porquerie".
- 163 - Courbes granulométriques cumulatives des formations argileuses à silex de Fiennes, Barlin et Acquin.
- 164 - Diagramme triangulaire des textures des formations dans les poches de Fiennes, Barlin, Enguinegatte, Hallines et Acquin.
- 165 - Diagramme triangulaire synthétique des textures des formations remplissant les poches de la craie dans la région du Nord.
- 166 - Fuseaux granulométriques des formations argileuses à silex du Nord de la France.
- 167 - Profondeurs du substrat antéquaternaire dans les principales vallées.
- 168 - Carte de la base du Pléistocène dans les vallées de la Deûle et de la Marque.
- 169 - Le talweg de la Deûle à Lille.
- 170 - Terrasses de la vallée de l'Aa.
- 171 - Coupes transversales de la vallée de l'Aa.
- 172 - Terrasses de la Lys et de l'Aa.
- 173 - Terrasses de la Lawe et de la Clarence.
- 174 - Granulométrie et morphoscopie du cailloutis de la formation du Neuffossé (Arques, briqueterie Galametz).
- 175 - Granulométrie et morphoscopie des sables des formations de Longuenesse, Neuffossé et Bois des Dames.
- 176 - Profil de la briqueterie Galametz à Arques (Pas-de-Calais).
- 177 - Coupe du vallon de Sainghin-en-Mélantois
- 178 - Carte de la région de Sainghin-en-Mélantois (1/50 000).
- 179 - Coupe de la Vallée d'Escoeuilles (Boulonnais).
- 180 - Carte géomorphologique du Boulonnais (région d'Escoeuilles) (fle Desvres 1/50 000 1-2).

- 181 - Courbes granulométriques cumulatives des matrices des cailloutis du Houtland.
- 182 - Courbes granulométriques et morphoscopiques des fractions sableuses des formations caillouteuses du Houtland.
- 183 - Carte des vallées et vallons asymétriques du Nord de la France.
- 184 - Coupe de la vallée asymétrique de la Steenbecque.
- 185 - Composition du résidu de formations argileuses à silex après lavage sur tamis (analyse C.MONCIARDINI).

TABLEAUX INCLUS DANS LE TEXTE

- Classes et faciès granulométriques.....	33
- Coupe des Noires Mottes.....	119
- Teneur en glauconie des sables paniscliens.....	123-124
- Granulométrie du tuffeau landénien d'Annappes.....	151
- Granulométrie du sable landénien de Louches.....	153
- Granulométrie de l'argile yprésienne de Préesques et d'Aubers	157
- Granulométrie des formations cuisienues et lutéliennes.....	159
- Granulométrie des sables du Haut-Boulonnais.....	196
- Stratigraphie du terrain quaternaire du Nord de la France (J. LADRIERE, 1890).....	225
- Assises supérieure et moyenne de LADRIERE à Marly.....	280
- Teneur en argile des sols éémien et récent de Marly et Marcoing.....	285
- Granulométrie du sol de Warneton à Marly et à Marcoing... ..	286
- Analyse pollinique de l'horizon de Kesselt à Lambersart (A. LEROI-GOURHAN).....	296
- Tableau des restes d'origine végétale et animale trouvés dans les sédiments tourbeux de Quesnoy-sur-Deûle (R. VANHOORNE)..	314
- Granulométrie des formations limoneuses des sablonnières de Mourmont à Solesmes (Nord).....	337
- Granulométrie des formations limoneuses de la carrière d'Hallines (Pas-de-Calais).....	341
- Granulométrie des couches limoneuses au point 325 de la falaise de Sangatte.....	466
- Composition granulométrique du niveau principal à galets de Coulogne.....	482

INDEX DES COUPES, BRIQUETTERIES ET CARRIERES

Acquin, 597. - Annappes, 107, 151, 311, 582, 660, 661. - Annezin, 637. - Ardres, 545. - Arques, 317, 628, 631, 632, 634, 635. - Attaques, 483. - Aubers, 157, 317, 318, 668. - Bailleul, 303, 307, 310, 311, 319, 321, 612, 656, 684. - Bapaume, 339. - Barlin, 99, 100, 580. - Bayenghen-les-Seninghen, 628. - Beaumetz-les-Loges, 308, 316, 322, 338-339. - Beuvry, 91. - Blendecques, 629. - Bois de l'Abbaye, 198. - Bois des Dames, 89-91, 156, 386, 624. - Bois du Féru, 633. - Brunenbert, 672. - Bugnicourt, 317, 319, 345. - Bully-les-Mines, 312, 663. - Burbure, 386. - Cantin, 92, 308, 316, 399, 662. - Clairmarais, 186-187. - Coulogne, 480-482. - Coulomby, 201. - Croix de Poperinghe, 121, 160. - Croquet, 644. - Cruys-Straete, 120. - Deulémont, 313, 320, 669. - Ecques, 577-578. - Enguinegate, 575. - Elnes, 309, 627, 636. - Ennetières, 423. - Eperlecques, 643. - Erquinghem-sur-la-Lys, 421. - Fauquembergues, 627. - Fiennes, 197, 596. - Flers, 661. - Flines-les-Râches, 88, 115. - Floringhem, 302, 340, 379, 386. - Fort Château, 484. - Frelinghen, 313, 320, 669. - Fretin, 107. - Ghyvelde, 529. - Givenchy-en-Gohelle, 673. - Graincourt-les-Havrincourt, 305, 316. - Guémy, 200. - Hallennes-les-Haubourdin, 307, 318, 413. - Hallines, 98, 340-342, 583-584, 634, 637. - Halluin, 308, 344, 649. - Hamel, 303, 317. - Helfaut, 625, 629, 639, 634. - Hem, 88. - Hermies, 305. - Herzele, 345, 436, 495-497, 617, 646. - Heuringhem, 625. - Hill Straete, 675. - La Longueville, 288, 299, 305, 316, 321, 333-334, 665, 685. - Lambersart, 133, 272-276, 286, 290, 292, 295, 297, 307, 308, 309, 311, 317, 321, 344, 345, 654-656. - Lambres, 623. - Lapugnoy, 90. - Lille, 606, 614-615. - Loune, 297, 307, 311, 317, 321, 654, 659. - Longuenesse, 633, 635. - Longueville, 671. - Lottinghen, 196, 342-343, 585-587. - Louches, 153. - Lumbres, 97, 628. - Maisnil-Bouché, 100. - Marck, 524. - Marcoing, 280-282, 285, 288, 295, 298, 310, 664. - Marly, 277-280, 285, 288, 293, 295, 308, 310, 316, 334, 664. - Mecuignies, 108, 594. - Mérignies, 303, 311, 345. - Météren, 121, 311, 319. - Meulen Houck, 675. - Mons-en-Pévèle, 115, 160, 406. - Mont Cassel, 127. - Mont de Lille, 419, 434. - Mont des Cats, 123, 130, 174-175. - Mont Kokereel, 122, 171, 184-185. - Mont Noir, 122, 171, 183-184. - Mont Saint-Eloy, 96, 100. - Nieppe, 320, 424, 669. - Noires-Mottes, 119-120, 188-189. - Noyelles-Godault, 308, 316, 317, 404. - Owillers, 336. - Petite-Rouge-Cambre, 479-480. - Pierrettes, 521. - Pointe-aux-Oies, 504. - Porquerie, 107-109. - Prêmesques, 157, 297, 303-304, 307, 309, 311, 321, 667. - Quesnoy-sur-Deûle, 298, 313-315, 320, 419, 657, 668. - Raimbeaucourt, 88, 89, 92, 115, 345. - Ramesaut, 194. - Ravensberg, 120. - Rebecques, 579. - Roeux, 97. - Roisel, 305. - Ronarin, 644. - Rumingham, 319. - Saily-en-Ostrevent, 539, 605, 607. - Sainghin-en-Mélantois, 661. - Sainghin-en-Weppes, 133, 344, 412, 419, 648. - Sangatte, 449, 452-470, 662. - Sebasto, 120, 160. - Seclin, 661. - Sequedin, 297, 304, 311, 654. - Solesmes, 303, 336-337. - Steen Acker, 121, 160. - Steenbecque, 684. - Tilloy-les-Cambrai, 316, 322. - Tilloy-les-Mofflaines, 100. - Vendin-les-Béthune, 624. - Ventu d'Alembon, 198. - Viny, 302, 308, 316, 322, 339, 665. - Violaines, 319. - Virval, 521. - Warnequo, 627. - Watten, 643. - Wizernes, 94-95. - Wissant, 504.

INDEX DES NOMS DE LIEUX

- Aa, 15,20,24,27,46,54,56,60,64,83,94,97,201,209,211,231,239,250,330,
342,364,376,388,389,390,391,402,411,418,437,438,445,488,489,494,
515,520,529,535,544,546,549,554,558,564,583,597,601,602,605,606,
608,609,619,620,621-623,625,633,638-642,644-647,680,681,688.
- Abbeville, 505.
- Abscon, 95.
- Acquin, val d'Acquin, 391,392,597,689.
- Adinkerke, 529,560.
- Agache, 376,399.
- Aire-sur-la-Lys, 113,416,424,432,437,438,440,605,609,623,624,633,640,
- Amiens, 305,317.
- Ancre, 375.
- Andres, 115,517.
- Aniche, 72.
- Annappes, 107,151,228,311,359,407,413,582-583,660,661.
- Annezin, 638.
- Annoeulin, 411.
- Ansereuilles (les), 412.
- Antoing, 370,371.
- Anvers, 136, 166.
- Ardenne, 2,3,9,47,49,63,65,82,370.
- Ardres, 365,393,401,446,515,517,538,542,543,545,555,558,559,564.
- Arleux, 376.
- Armabouts-Cappel, 547.
- Armentières, 55,229,408,414,415,417,418,420,424,605,610,612,613,617.
- Arques, 24,54,154,317,440,605,621,622,625,626,628,629,631,634,635,
636,639,640.
- Arras, 11,19,27,79,83,87,96,97,214,233,375,376,425,573,597,679,680.
- Artois, 1,2,10,11,15,19,20,21,22,24,25,26,27,29,30,35,46,48,56,59,
60,61,62,66,67,68,74,75,80,81,83,84,86,87,96,98,101,105,106,
112,113,119,126,130,134,143,144,148,152,192,203,209,213,226,232,
240,302,306,308,309,310,316,321,327,331,353,358,361,368,369,374,
381,382,392,395,397,400,408,416,420,432,435,540,583,597,598,599,
604,619,620,621,626,638,640,641,643,666,670,673,677,679,680,682,
684,688.

Attaques (les), 448, 451, 480, 483, 484, 485, 489, 491, 493, 547, 555, 559.
Aubers, 157, 317, 318, 416, 417, 667, 668.
Auchy-au-Bois, 54.
Audenfort, 60.
Audincthun, 46.
Audruicq, 515, 535, 546.
Aunelle, 684.
Authie, 44, 84, 375, 505.
Avesnes, 62, 66, Avesnois, 53, 81, 82, 93, 114, 133, 134, 140, 141, 143, 144, 145, 223.
Avesnes-les-Aubert, 366.
Bailleul, 13, 18, 26, 56, 62, 67, 115, 120, 135, 303, 307, 309, 311, 315, 317, 322, 359, 364, 368, 398, 402, 408, 414, 416, 417, 420, 429, 432, 433, 434, 435, 612, 656, 684.
Bailleul-les-Pernes, 381, 382.
Balembert, 642, 646.
Bambeke, 618.
Bapaume, 11, 44, 339, 679.
Barafle, 384.
Baraques (les), 528.
Barlin, 99, 100, 580-582.
Bassée (La), 410.
Bassin parisien, 3, 5, 11, 48, 62, 71, 74, 82, 86, 90, 102, 112, 113, 117, 128, 134, 135, 137, 146, 147, 208, 211, 213, 235, 257, 259-262, 270, 272, 305, 306, 317, 319, 354, 367, 369, 598, 691, 695.
Bavay, 142, 145, 211, 223, 328, 685.
Bayenghem-les-Seninghem, 628.
Beaumont-les-Loges, 308, 316, 322, 338.
Belgique, 3, 4, 47, 52, 70, 78, 79, 84, 86, 112, 113, 117, 125, 126, 137, 207, 208, 213, 232, 247, 257, 258, 262-268, 269, 270, 272, 296, 298, 303, 319, 322, 325, 329, 330, 369, 371, 415, 437, 443, 446, 494, 499, 502, 512, 514, 533, 541, 545, 546, 549, 551, 552, 557, 562, 564, 592, 648, 653, 667, 670, 674, 677.
Belle, 387, 392.
Bergues, 496, 516, 546, 549, 557.
Berguette, 641.
Berlaimont, 66.
Bernissart, 52, 62, 72.

Berthen, 173.
Béthune, 62,63,67,80,86,88,101,113,228,378,380.
Beugin, 378,
Beuvrages, 428.
Beuvrequent, 57,58.
Beuvrière(La), 89.
Beuvry, 88,91,156.
Blache-Saint-Vaast, 539.
Blairville, 87,155.
Blendecques, 54,56,394,395,626,628,629.
Bléquin, 211,391,392,628.
Boeseghem, 416.
Boeschèpe, 121.
Bois de l'Abbaye, 193,198,199. Bois d'Enfer, 389.
Bois des Dames, 67,89,115,154,156,386,624,629.
Bois-en-Ardres, 515,518,535,536,542,543,545,556.
Bois du Féru, 633.
Bomy, 389.
Borre, 416. Borre Becque, 430. Bourre, 418.
Bouchain, 366,399.
Boulonnais, 1,2,10,11,15,19,20,22,27,29,44,45,46,49,50,52,53,56,57,58,
59,60,61,63,64,66,74,83,87,102,113,119,126,134,140,143,144,165,
168,192,193,195-204,209,232,238,321,342,346,349,365,368,374,375,
387,388,391,394,451,456,505,553,585,594,596,598,599,602,604,670,
Bourbourg, 529,547.
Bourlon, 87,88,92,117,397,680.
Boursin, 46,392.
Bourthes, 375,680.
Bouvigny-Boyeffles, 11, 48,377,382.
Bouvines, 359.
Boves, 305.
Brabant, 47,68,71,79,84,128,207,263,361,369,371,409,420.
Bray, 113,137,367,371,378.
Bray-Dunes, 80.
Brette, 384.
Bruay-en-Artois, 67,228.

Brusay-sur-Escaut, 427.
Bruges, 48, 477, 494.
Brunemhert, 45, 392, 672.
Bugnicourt, 317, 319, 345.
Bully-les-Mines, 312, 663.
Burbure, 386.
Busigny, 82.
Caffiers, 393.
Cagny, 306, 317.
Calais, 60, 115, 446, 447, 471, 487, 489, 492, 493, 502, 510, 517, 518, 523, 524, 525, 528, 529, 533, 542, 560, 561, 562, 563, 564.
Calaisis, 15, 24, 60, 86, 232, 446, 449, 451, 479-486, 490, 501, 511, 516, 517, 519, 520, 528, 534, 537, 539, 540, 541, 547, 551, 552, 554, 555, 558, 563.
Calimottes, 454, 455, 495, 502.
Cambrai, 21, 61, 282, 305, 376. Cambrésis, 11, 15, 19, 23, 27, 44, 61, 66, 67, 68, 79, 80, 81, 84, 86, 87, 98, 102, 105, 113, 117, 118, 133, 134, 146, 148, 152, 162, 226, 270, 280, 305, 328, 359, 361, 366, 371, 374, 597, 679, 685, 688.
Camiers, 553.
Campine, 46, 71, 137, 207, 253, 507.
Canche, 44, 84, 86, 105, 117, 375, 390, 584, 634.
Cantin, 92, 308, 316, 399, 662.
Cap Blanc-Nez, 11, 63, 141, 144, 188, 454, 504, 553, 560.
Cap Gris-Nez, 48, 387, 504, 553.
Cappelle Becque, 26, 121, 440, 612, 682.
Cappelle-la-Grande, 549.
Carembault, 360, 404.
Carvin, 32, 55, 363, 365, 404.
Cassel, 26, 112, 114, 116, 127, 128, 129, 130, 135, 136, 429, 432, 434, 440.
Cateau (le), 685. Catillon, 27.
Chapelle d'Armentières (La), 420.
Chocques, 605, 624, 626, 633.
Clairmarais, 168, 186-188, 191, 431, 437, 514, 625, 646.
Clarence, 27, 46, 48, 202, 209, 211, 378, 379, 380, 381, 384, 385, 386, 604, 605, 609, 620, 624, 627, 629, 630, 633, 638.
Clarques, 388, 623.
Cojeul, 376, 540.
Colbras, 649.

Colme, 543,544,547,562.
Comines, 80,415.
Comté (La), 48,83,381.
Condé-sur-Escaut, 73, 82, 426,609.
Coquelles, 232,448,454,471,483,486,492,517,527,542,546.
Corbehem, 399.
Coulogne, 206,448,451,480-483,485,489,491,493,526,543,546,558,559,
647.
Coupigny, 383.
Courant de Maître David, 414. Courant du Pont de Beuvry, 403,406.
Courrières, 69.
Courtrai, 617.
Coutiches, 403.
Crèvecoeur, 398,399.
Crinchon, 339.
Crochte, 62.
Croix, 414.
Croix de Poperinghe, 121,160.
Croquet, 644.
Crottoy (Le), 505.
Cruys Straete, 120.
Cuhem, 46.
Curgies, 277,335.
Cysoing, 55,144,365.
Delettes, 54,56,377,623.
Denain, 53,63,376,400,428.
Dennebreucq, 46,48,64,142.
Desvres, 50,58,391.
Deûle, 14,27,29,31,54,55,69,223,227,272,273,304,307,321,361,366,371,
402,403,407,408,410,412,414,415,416,424,540,605,607,609,610,613,
615,617,649,653,659,660,669,684,688.
Dülémont, 229,303,313,320,610,613,669.
Deurne, 166. Diest, 165,166,168.
Dohem, 623.
Don, 54,55,72,365,410,411,422,428.

Douai , 25,27,32,63,70,72,80,88,226,371,399,400,425,428,609,662.
Douaisais, 67,72,152.
Douchy, 606.
Doulieu (Le), 62.
Doullens, 679.
Dourges, 62,69,70,105.
Drincham, 488, 543.
Drionville, 391.
Dunkerque, 447,487,489,510,518,519,548,549,550,552,557,561,562,564.
Dunkerquois, 446,518,534,536,543,546,547,548,551,557,558.
Ebbllingham, 644.
Ecaillon, 428,665,680.
Ecques, 577,579,580.
Eecke, 432.
Elnes, 309,310,315,321,627,635,636,681.
Englefontaine, 87.
Englos, 273, 413,653.
Enguinegatte, 378,575-576.
Enquin, 377, 388.
Enna, 544,548,561.
Ennetières-en-Weppes, 413,417,423,667,668.
Eperlecques, 115,514,515,642,643,645.
Epître, 45,57,387,392.
Erclin, 81,366,399,585.
Eringham, 80.
Erny, 390.
Erquelinnes, 65, 87.
Erquinghem-sur-la-Lys, 418,420,421,610,612.
Escalles, 61,70,148,454.
Escaudain, 95.
Escaut, 10,18,20,21,27,32,44,63,65,66,69,82,84,103,104,168,224,225,
226,227,277,280,306,328,331,333,335,338,361,366,370,371,375,376,
398,399,400,403,425,427,507,540,601,605,606,609,615,616,618,619,
620,621,647,650,664,680.
Escomuilles, 11,45,211,392,
Escrebieux, 610.

Esquermes, 394,395,629,636.
Estaires, 610,612.
Etaing, 539.
Etaples, 634.
Ey Becque, 430, 432, 440, 618.
Farbus, 377.
Fauquembergues, 388,390,391,627.
Febvin-Palfart, 46,48,377,381.
Ferfay, 340.
Ferques, 45,46,387.
Ferrain, 15, 23,25,26,29,80,116,117,120,135,152,158,162,303,307,344,
401,407,413,414,417,436,438,648,677,682.
Fiefs, 11, 202.
Fiennes, 193,196,197,198,199,392,393,596-597.
Fives, 414.
Flandre, 1, 9,15,19,65,67,68,84,88,111,112,114,206,226,263,291,293,
320,331,364,368,418,420,619,
Flandre intérieure, Houtland, 10,15,18,24,25,26,29,60,70,80,114,120,
156,158,202,269,307,319,330,344,402,405,416,417,426,429-440,451,
608,612,619,625,642,644,653,675,676,677,679,681,682,684.
Fléchin, 46,48,55,87,378,381,389.
Flines-les-Râches, 88,91,115,403.
Floringhem, 87,302,340,379,386.
Floyon, 118.
Fontaine-Utertre, 88.
Fort-Château, 479,484-485,515,536.
Fort-Nieulay, 522,523,527,528,543,546.
Fouquereuil, 624.
Fourmies, 51,62,66.
Frelinghien, 229,313,320,669.
Frethun, 232,517.
Fretin, 107.
Fruges, 83, 374.
Gand, 114, 312,618.
Ghyvelde, 529-531,547,556,560,562.
Givenchy-en-Gohelle, 96,99,673.
Godewaersvelde, 432.
Gohelle, 15,19,29,48,152,311,312,319,360,366,385,663,666,673.

Gosnay, 624.G
Gouy-Servins, 100.
Gouzeaucourt, 45.
Graincourt-les-Havrincourt, 305,316,664.
Grande Becque, 612.
Grandglise, 155.
Gravelines, 48,60,401, 489,491,533,534,543,547,549,550,561.
Groote Beek, 430.
Grouche, 375.
Guemps, 536,544,545,548,559.
Guémy, 193, 200, 201,393,395.
Guines,152,211,393,446,485,517,536,537,538,542,543,552,556.
Hainaut, 2,10,15,23,27,50,51,60,62,66,67,68,79,80,86,87,101,112,143,
144,147,152,211,263,270,305,317,321,328,329,346,349,358,369,679,
685,688.
Haine, 79,84,267,321,360,426,427,620.
Hallennes-les-Haubourdin, 307,318,413.
Hallines, 98,231,239,268,340-342,343,394,396,583-585,622,627,632,634,
637,681.
Halluin, 54,80,222,308,601,648,649,677,
Hamel, 303,317.
Hames-Boucres, 485,517.
Harlettes, 11.
Harmignies,573.
Haubourdin,73,359,368,407,408,410,411.
Haulchin,65.
Hazebrouck, 115,361,416,430,432.
Helfaut,94,115,231,394,621,622,623,625,629,633,634,635,643.
Hem, 88,168,211,413,414,611.
Hem (la), 45,393,395,488,515,543,554,642,645,672.
Hempont, 88,168,413.
Hénin-Liétard, 62,223.
Henneveux, 57.
Herly, 60,390.
Hermies, 305.
Hersin, 377.
Herzele, 345,402,436,451,495-501,563,617,646,666,677.

Hesbaye, 71, 86, 263.
Heuchin, 380.
Heuringhem, 625.
Hill Straete, 675.
Hinges, 417, 624, 626.
Hirson, 44, 51, 62, 66.
Hogneau, 108.
Houdain, 378, 381, 383, 384, 386, 604, 606.
Houlet, 543.
Hoymille, 543.
Hucqueliers, 60, 375, 390.
Isbergues, 365, 417, 421, 624, 626.
Izel-les-Hameaux, 155.
Jeumont, 65.
Kemmel Becque, 618.
Kesselt, 266, 293, 294.
Laires, 21, 192, 201, 374, 594, 598.
Lambersart, 133, 161, 213, 240, 270, 272-277, 284, 285, 286, 287, 291, 292, 295,
296, 297, 308, 309, 311, 316, 317, 321, 344, 345, 613, 654, 656, 657, 659.
Lambres, 623.
Landrecies, 66, 328.
Landrethun, 211, 387, 393.
Lapugnoy, 90, 624.
Laque, 432.
Laquette, 377, 380, 381, 388, 389, 623.
Laubaie, 522, 527.
Lauborne, 577.
Lawe, 27, 48, 83, 87, 202, 209, 211, 378, 379, 380, 384, 386, 604, 609,
620, 624, 627, 629, 630, 633, 638.
Ledquent, 58.
Leergewelt, 547.
Leers, 616.
Leffrinckoucke, 549.
Leforest, 405.
Lens, 25, 62, 63, 95.
Lesquin, 363, 407, 411.
Leulinghen, 45.
Lézennes, 152.

Liane, 30, 211, 505.

Licques (Pays de), 19, 30, 45, 46, 57, 60, 63, 139, 151, 142, 168, 192, 198,
199, 200, 203, 211, 392, 393, 645, 672.

Liettres, 388.

Liévin, 99.

Ligny-les-Aire, 54, 378.

Lille, 24, 25, 31, 54, 55, 60, 68, 73, 79, 80, 88, 146, 147, 152, 156, 223, 226,
228, 237, 240, 271, 272, 307, 312, 313, 318, 328, 356, 363, 371, 403, 407,
408, 415, 424, 605, 606, 607, 612, 613, 614, 615, 617, 619, 654, 664, 679.

Lillers, 150, 385, 388, 424.

Limbourg, 48, 137, 207.

Linghem, 623.

Lo, 500, 617.

Locon, 72.

Loisne, 196.

Lomme, 273, 297, 307, 311, 315, 317, 321, 340, 610, 654, 655.

Londe (La), 208, 504.

Longpré-les-Corps-Saints, 306.

Longue Becque, 430, 440, 640.

Longuenesse, 115, 154, 622, 625, 633, 635.

Longueville, 50, 671.

Longueville (La), 299, 300, 305, 316, 333, 336, 685.

Loon-Plage, 489, 528, 533, 544, 559.

Loos, 54.

Lottinghem, 146, 193, 196, 197, 198, 201, 203, 342, 343, 392, 585-592, 593, 596?

Louches, 153.

Louvil, 405.

Louvroil, 118.

Lumbres, 27, 97, 201, 388, 391, 394, 621, 625, 628.

Lyncke Becque, 430.

Lynde, 430, 431, 435, 642.

Lys, 20, 21, 27, 29, 46, 48, 54, 56, 60, 63, 201, 202, 209, 211, 227, 330, 331, 376, 377,
378, 379, 380, 382, 387, 388, 389, 391, 393, 395, 400, 402, 415, 416, 417, 423,
437, 579, 601, 602, 605, 609, 612, 613, 617, 619, 620, 621, 623, 624, 627, 629,
630, 633, 637, 638, 639, 640, 641, 644, 645, 646, 648, 649, 667, 672.

Madeleine (La), 72.

Maisières, 267.

Maisnil-Bouché, 100.
Maisnil-les-Ruitz, 99, 100.
Malhove, 622, 626, 629, 641.
Manche, 47, 70, 134, 443, 507, 553, 563.
Marbaix, 118.
Marck, 60, 206, 489, 524, 525, 527, 533, 543, 547, 559, 560.
Marcoing, 61, 232, 239, 272, 280-284, 285, 286, 288, 289, 297, 299, 310, 322, 338, 398, 399, 664, 680.
Marcq-en-Baroeul, 613.
Mardick, 544, 548.
Marly, 29, 272, 277-280, 284, 285, 286, 288, 289, 291, 293, 295, 298, 308, 310, 315, 316, 334, 339, 664.
Marque, 14, 23, 29, 31, 88, 403, 405, 407, 408, 412, 413, 414, 424, 438, 610, 613, 616, 660.
Marqueffles, 48, 56, 368, 377, 378, 379, 381, 382, 383, 385, 387, 389, 396, 580.
Marquette, 413.
Marquise, 50, 238.
Marthes, 623.
Matringhem, 48, 382, 389, 390, 594, 672.
Maubeuge, 51, 107.
Mecquignies, 108, 593.
Mélantois, 14, 15, 23, 25, 29, 61, 62, 65, 70, 71, 72, 73, 101, 105, 107, 143, 148, 168, 210, 272, 312, 359, 365, 366, 368, 371, 397, 401, 402, 403, 407-413, 415, 417, 421, 582, 605, 610, 613, 615, 616, 617, 620, 654, 660, 661, 666, 683, 684,
Melde, 394, 440, 577, 623, 625, 640.
Menhecourt, 505.
Merckeghem, 642, 643, 646.
Merck-Saint-Liévin, 390, 391, 627.
Mer du Nord, 10, 47, 168, 443, 449, 477, 501, 507, 510, 512, 553, 563, 618, 647, 650, 692, 697.
Mérignies, 303, 311, 345.
Merris, 417.
Merville, 62, 210, 361, 364, 366, 409, 417, 418, 420, 421, 422, 423, 601, 610.
Meteren, 121, 311, 318, 416, 433.
Mêren Becque, 121, 418, 440.
Millam, 80, 488, 543, 647.
Moë Becque, 430.

Poëres, 517,536,547,554,556,557.

Moncheaux, 405.

Mons, 76,77,82,114. (Bassin de), 49,50,51,52,53,55,59,60,61,62,63,
65,66,68,71,72,75,77,101,105,141,143,147,371,592.

Mons-en-Tévèle, 114,115,403,404,406.

Mont-Aigu, 13,116,129,135,136,430,433.

Mont-Bernenchon, 417.

Mont de Boeschèpe, 13,129,136,170,173,182,184-186,430,433.

Mont Cassel, 12,116,127,133,135,170,369,675.

Mont des Cats, 13,116,120,121,123,130,132,135,136,160,161,173-183,191,
205,430,432,433,440,675.

Mont Corbeau, 115.

Mont Cornet, 57.

Mont de l'Enclus, 172.

Mont d'Erchin, 399.

Mont d'Erny, 381,389.

Monts de Flandre, 9, 12,26,11,116,165,167,169,191,204,205,206,209,213,
401,429-436,438-440,648,649,674,675,676,677,682.

Mont d'Halluin, 25,117,407.

Mont Hulin, 197.

Mont Kemmel, 13, 130,132,135,136,171,430,433.

Mont Kokereel, 122,171.

Mont de Lille, 417,419,433,434.

Mont des Récollets, 13,116,128,135,170,430,433,674.

Mont Noir, 13,26,121,122,129,136,171,182,183,184,430,675.

Mont Panisel, 115.

Mont Pévèle, 18,158,160.

Mont Rouge,13,116,129,136,171,173,182,430,433,674.

Mont de la Trinité, 162,173.

Mont Vidaigne, 13,171.

Mont-Saint-Eloy, 96,100,288.

Montigny-en-Ostrevent, 88,399.

Mormal (Forêt de), 11,66,104,107,109,145,146,327,374.

Mouchin, 72.

Moulin du Haut Champ, 433.

Moulin du Hotond, 172.

Moulin-Fontaine, 644.

Moulin-le-Comte, 623,633,636.
Mouscron, 114.
Mouvauux, 414.
Namur, 47,84,409.
Nave (R.), 379,380,381.
Nedonchel, 381,382.
Nemfossé, 12,365,418,431,437,438,440,622,629,631,632, 635,636,639,640,
641,642.
Nielles, 388,537,543.
Nieppe, 320,424,669.
Nieukerque, 416.
Noires Mottes, 83,119,126,167,168,188-190,191,195,197,199,
203,205,206,455,474.
Noordpeene, 80,430.
Nortkerque, 543,545.
Nouvelle-Eglise, 489.
Noyelles-sur-Escaut, 281,399.
Noyelles Godault, 232,308,316,317,662.
Oignies, 62,69,105.
Oise, 224,226.
Ozhain, 83,883,597.
Onnezies, 316.
Orchies, 81,114,359,366,401,406,409,426,428.
Ostende, 494,502.
Ostrevent, 15,19,81,102,303,319,361,426.
Ostricourt, 405.
Ourton, 202.
Ouve-Wirquin, 389,627.
Ovillers, 336,686.
Oye-Plage, 528,529,543,544,546,549,559K
Pays-Bas, 4,10,47,125,251,253,254,255,257,265,291,298,300,306,443,447,
476,490,502,503,510,512,513,527,529,533,546,551,562,654,670.
Peene Becque, 430,440,642.
Pernes-en-Artois, 48,87,368,377,378,379,381,383,386,387.
Péronne, 45.
Péronne-en-Mélantois, 405.
Petite Rouge Cambre, 448,451,454,479-480,485,489,493,494,515,522,527,
536,555,558,559.

Pévèle, 15,23,26,86,88,112,115,152,156,158,162,234,303,311,401,403-407,
409,426,429,436,438,677,684.

Phalempin, 403.

Picardie, 1,9,21,47,68,74,76,133,226,317,360,376,505,533,553,584,633.

Pierrettes, 206,483,486,493,501,511,519,520,521-528,533,534,543,546,559.

Plaine de la Lys, 11,12,18,23,24,25,29,62,72,86,168,227,228,229,250,257,
269,298,303,304,313,319,320,322,359,361,365,370,371,401,402,407,414,
415-424,425,429,430,432,439,440,494,604,605,609,610,612,620,624,626,
630,632,639,641,649,667,669,682.

Plaine de la Scarpe, 12,18,29,32,231,360,400,402,425-429,620.

Plaine maritime, 5,6,10,15,19,24,30,62,80,115,241,393,443-564,601,606;
617,642.

Ploegstert, 229.

Pointe aux Oies, 58,456,504-505,535.

Pont d'Asquin, 640.

Pont de Kreulle, 617.

Pont de Wylder, 617.

Poperinge, 229,304,305,320,345,432,436.

Porquerie (La) 107, 593.

Pottelberg, 172.

Irèmesques, 157,240,297,303,307,309,321,412,417,667,668.

Prémont, 88,93.

Quénocs, 454.

Quesnoy (le), 32,82,107,109,223.

Quesnoy-sur-Deûle, 229,298,299,313,314,315,320,419,432,657,668,669.

Raiderie,200.

Raimbeaucourt, 88,89,91,115,154,345,404,405,429.

Rainneville,317.

Raismes, 72,155,427,428,620.

Ramesaut, 193,197.

Ravensberg, 120,434,676.

Ravin Warnelle, 398,399,665,680.

Rebecques, 388,394,579-580,637.

Rebergues, 45,672.

Rebreuve, 48.

Remilly-Wirquin, 389,394,627.

Renaix, 65,114,115,134,135,172,173,183,191,206,429,438,617.

Renty, 627.

Rhonelle, 680,684.
Robigeux (riv.),616.
Rocroi, 47.
Roesbrugge, 618.
Roeux, 54,97,584.
Roisel, 305.
Romarin, 644.
Rommel Becque, 430,440.
Roubaix, 53,67,80,114,408.
Ruisseau du Galge, 432.
Ruisseau du Pont Ducat, 406.
Ruitz, 377,378,379,384,385,386,387,389,390,394,575.
Rumbeke, 229.
Ruminghem, 319,515.
Sailly-en-Ostrevant, 416,539,605.
Sainghin-en-Mélantois, 407,413,582,661,683.
Sainghin-en-Weppes, 133,344,345,412,419,648.
Sains, 377,380,386,387.
Saint-Amand les Eaux, 67,72, 155,426,428.
Saint-André, 613.
Saint-Aubert, 585.
Saint-Aubin, 83,117.
Saint-Aybert, 62,72,73.
Sainte-Marie-Kerque, 555.
Saint-Etienne du Mont, 58.
Saint-Ghislain, 76,78.
Saint-Josse, 83,117.
Saint-Momelin, 647.
Saint-Olle, 680.
Saint-Omer, 24,56,60,61,66,80,83,86,88,95,112,113,152,401,431,432,437,
445,514,601,608,609,620,625,626,630,641,647.
Saint-Pierre-les-Elbeuf, 271,305,326.
Saint-Pol-sur-Ternoise, 83,679,680.
Saint-Romain, 271,326.
Saint-Tricat, 485,536.
Saint-Vaast, 108.
Saint-Venant, 417.

Sale Becque, 430.

Sambre, 11, 21, 27, 44, 65, 66, 69, 82, 84, 103, 114, 142, 148, 224, 225, 226, 328, 333, 335, 358, 593, 601.

Sambrette, 109.

Sangatte, 11, 206, 232, 245, 448, 449, 451, 452-478, 479, 483, 486, 493, 501, 503, 504, 505, 515, 520, 522, 524, 528, 536, 542, 546, 560, 563, 564, 600, 662.

Sanghen, 45, 57, 393.

Santes, 410, 412.

Santerre, 82, 117.

Sars-Poteries, 154.

Saultain, 664.

Scarpe, 14, 20, 21, 25, 27, 54, 97, 228, 231, 234, 269, 379, 396, 403, 405, 539, 540, 605, 606, 609, 610.

Schoubrouck (riv.), 608.

Sebasto, 120, 160, 434.

Seclin, 55, 365, 405, 411, 661.

Selle, 21, 66, 81, 336, 399, 606, 680, 685.

Selvigny, 155.

Senlecques, 391.

Seine, 533, 553.

Senne, 82, 128.

Sensée, 20, 27, 306, 376, 397, 399, 540, 605, 609.

Sequedin, 240, 297, 304, 311.

Sercus, 430, 642, 644.

Serpentine B., 544.

Setques, 681.

Slack (riv.), 387, 504, 505.

Solesmes, 156, 227, 303, 336, 685, 686.

Somme, 44, 47, 68, 84, 105, 224, 225, 227, 259, 271, 306, 317, 375, 584, 585.

Souchez (riv.), 96, 379, 380, 405.

Stavelle, 618.

Steen Acker, 121, 160.

Steenlaert Becque, 430.

Steenbecque, 682, 684.

Steenvoorde, 430, 432, 440.

Steenwerck, 612.

Strazeele, 416, 417, 423.

Surgeon, 46,48.
Surques, 45,60.
Templemars, 410.
Templeuve, 72.
Terneuzen, 535.
Ternois, 44,83.
Ternoise (riv.), 375,380,391?
Teteghem, 80.
Thérouanne, 54,56,387,388.
Thiembronne, 388,389,391,627.
Thiérache, 2,11,62,66,67,79,570,572,574,592,593.
Thieu, 51,60,65.
Thuin, 65, 68.
Thumeries, 405.
Tilloy les Cambrai, 316,322.
Tilloy les Mofflaines, 100.
Tongrinne, 267,285,288,299,322.
Torrent d'Esnes, 398.
Tortille (riv.), 375.
Toufflers, 29,616.
Tourcoing, 53,80.
Tourmignies, 405.
Tournai, 65,408,605,615,616,677.
Tournaisis, 50,53,62,65,68,101,359,408.
Traxenne (riv.), 390.
Trélon, 118.
Trescaut, 680.
Tressin, 407.
Trinquise (riv.), 540.
Tubize, 345,473,677.
Valenciennes, 11,18,21,29,32,53,63,66,72,145,148,361,427,605,609,620,
647,664,665.
Valenciennois, 71,86,152,223,270,277,426.
Vallée flamande, 494,506,601,617.
Vaucelles, 366,398.

Vaux-Andigny, 154.
Vecquemont, 317.
Vendegies-sur-Ecaillon, 665.
Vendin les Béthune, 624.
Ventu d'Alembon, 193,198,199,201.
Verchin, 378.
Verdrel, 11,83,84,99,374,377,378,383,580,592,597.
Verhocq, 390,391.
Vermandois, 11,86,117.
Vicoigne, 72,73.
Vicq, 72.
Vieille-Eglise, 546,548.
Viesly, 686.
Vieux-Condé, 53,67.
Vieux-Reng, 65.
Vimy, 231,232,302,308,310,315,316,322,339,665,673,674.
Vinfil (riv.), 544.
Violaines, 319.
Virval, 60,522,524,529,555,559.
Vitry-en-Artois, 231,232,539,607.
Vleterbeck, 121,430,432.
Wallon-Cappel, 431.
Wambrechies, 414,415,610,613.
Wardrecques, 622.
Warhem, 543.
Warnecque, 627.
Warneton, 229,286,303,305,308,320,424.
Wassigny, 11.
Wasquehal, 414,415,613.
Watou, 432,618.
Watten, 80,112,115,168,435,438,445,514,515,642,643,645,646.
Waurans-sur-Aa, 389.
Wavrin, 411,412.
Weppes, 15,25,26,29,152,156,272,273,297,303,307,315,344,359,361,412,416,
417,418,649,653,661,667.
Wervicq, 416,417.

Wicquinghem, 83.

Willems, 616.

Wimereux, 30,387,504-505.

Wisques, 621,622,623,628,637,643.

Wissant, 30,58,61,74,503,504,505,553.

Wizernez, 54,56,94,97,148.

Woendrecht, 135.

Wormhoudt, 80.

Ypres, 436.

Yser, 18,25,27,65,430,431,436,451,496,497,499,516,563,601,617,618,642,
645,646,666,677,682.

Zécart (Riv.), 405.

Zelzate, 270,312,322,326.

Zerclebecque, 430.

Zonnebeke, 229.

Zouafques, 365,395.

Zuydcoote, 547,549.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
1e Partie	
LES PAYSAGES : CONTRASTES ET PROBLEMES D'ANALYSE	7
1 - Haut et bas pays : unité et diversité.	10
2 - Les formes.....	15
- Haut pays.....	19
- Bas pays.....	22
3 - Les formations superficielles.....	27
3 - 1. L'importance de la couverture.....	27
3 - 2. La définition granulométrique des formations....	33
3 - 3. Méthodes d'étude.....	36
2e Partie	
LE SUBSTRAT ANTEQUATERNAIRE	41
Chapitre 1 - LA DISCORDANCE INFRACRETACEE ET LE CRETACE.....	44
1 - L'absence de Jurassique.....	44
2 - La surface du socle et le Crétacé inférieur et moyen...	48
2 - 1. Le Wealdien.....	50
2 - 2. L'Aptien et l'Albien.....	58
3 - Le Crétacé supérieur.....	61
3 - 1. Cénonanien.....	61
3 - 2. Turonien inférieur et moyen.....	64
3 - 3. Turonien supérieur et Sénonien.....	67
4 - La tectonique crétacée.....	71
Chapitre 2 - LA SURFACE INFRALANDENIENNE ET LE PALEOCENE.....	75
1 - La limite Crétacé-Tertiaire.....	76
2 - La généralisation de la transgression au Landénien.....	77
3 - Le Landénien continental.....	85

4 - Caractères de la surface infralandénienne.....	93
4 - 1. Modelé de la surface.....	93
4 - 2. Le problème de l'érosion prétertiaire.....	101
Chapitre 3 - L'EOCENE.....	111
1 - L'Yprésien.....	111
- Yprésien inférieur.....	112
- Yprésien supérieur.....	115
2 - Le Lutétien et le Bartonien.....	127
- Bruxellien.....	127
- Lédien, Bartonien.....	135
Chapitre 4 - BILAN LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE CRETACEE-	
EOCENE.....	139
1 - Lithostratigraphie du Crétacé.....	139
2 - Lithostratigraphie du Paléocène et de l'Eocène.....	149
2 - 1. Landénien.....	149
2-1.1. L'assise inférieure : tuffeau et argile	
de Louvil.....	149
2-1.1. L'assise supérieure : sable d'Ostricourt.	153
2 - 2. L'argile yprésienne.....	156
2 - 3. Les faciès de l'Yprésien supérieur et de l'Eocène	158
Conclusion.....	163
Chapitre 5 - LE PROBLEME DU "DIESTIEN".....	165
1 - Le "Diestien" : historique et état de la question.....	166
2 - Les formations des Monts de Flandre et des Noires Mottes	169
2 - 1. Données générales sur le "Diestien" des Monts	
de Flandre.....	169
2 - 2. Mont des Cats.....	173
2 - 3. Mont Noir.....	183
2 - 4. Mont Kokereel.....	184
2 - 5. Forêt de Clairmarais.....	186
2 - 6. Noires-Mottes.....	188
2 - 7. Conclusion.....	191
3 - Les formations du Haut Boulonnais et du Haut Artois....	192
3 - 1. Le plateau de Ramesaut.....	194
3 - 2. Le sommet de la cuesta du Boulonnais.....	195
3 - 3. Le pays de Licques.....	198
Conclusion.....	201
4 - Conclusion générale sur le "Diestien".....	204
4 - 1. Le problème de l'extension de la mer "Diestienne".	204
4 - 2. Le "Diestien" continental.....	209
4 - 3. Problème de l'héritage morphologique néogène....	213

3e Partie

LES FORMATIONS LIMONEUSES PLEISTOCENES	217
Chapitre 1 - STRATIGRAPHIE DES LIMONS QUATERNAIRES : HISTORIQUE ET METHODES.....	221
1 - Historique des recherches sur les limons dans le Nord de la France.....	221
1 - 1. Etudes anciennes.....	222
1 - 2. Etudes récentes.....	228
1 - 3. Les limons d'après les cartes géologiques.....	233
1 - 4. Conclusion : l'importance de l'oeuvre de J. LADRIERE.....	235
2 - Etude stratigraphique des limons : problèmes de méthode.....	237
2 - 1. Divers aspects de la recherche stratigraphique.....	237
2 - 2. Les moyens de l'étude lithostratigraphique.....	240
2 - 3. Le levé des profils.....	243
2 - 4. La place de l'étude stratigraphique des limons en géomorphologie.....	249
3 - La nomenclature chronostratigraphique et chronologique du Quaternaire.....	251
Chapitre 2 - STRATIGRAPHIE GENERALE DU PLEISTOCENE SUPERIEUR	257
1 - Stratigraphie du Pléistocène récent dans les régions voisines (bassin parisien et région belgo-néerlandaise)	258
1 - 1. Bassin de Paris.....	259
1 - 2. Belgique.....	262
Conclusions.....	268
2 - La position de la région du Nord dans la zone limoneuse de l'Europe du NW.....	269
3 - Stratigraphie-type du Pléistocène récent.....	272
3 - 1. Lambersart (région lilloise).....	272
3 - 2. Marly (Valenciennois).....	277
3 - 3. Marcoing (Cambrésis).....	280
4 - Interprétation générale.....	284
4 - 1. L'Eemien et le début du Weichsélien : complexe sol de Warneton-sol de Rocourt, sables et limons	284
4 - 2. Le Pléniglaciaire inférieur : cailloutis et fentes de gel.....	287
4 - 3. Les formations litées du Pléniglaciaire moyen.....	291
4 - 4. L'interstade de Denekamp : le sol cryoturbé de Kesselt.....	294
4 - 5. Pléniglaciaire supérieur : loess de couverture, grandes fentes de gel.....	297

Chapitre 3 - LES VARIATIONS REGIONALES DES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET DE LA ZONATION CLIMATO-SEDIMENTAIRE AU PIEISTOCENE SUPERIEUR.....	301
1 - L'Eemien et les formations antérieures au niveau de Kesselt.....	302
1 - 1. Eemien.....	302
1 - 2. Weichsélien ancien.....	304
1 - 3. Pléniglaciaire inférieur et moyen.....	307
2 - Le niveau de Kesselt et le loess de couverture.....	316
2 - 1. Horizon de Kesselt.....	316
2 - 2. Limon de couverture.....	318
Conclusion.....	323
Chapitre 4 - LE PIEISTOCENE MOYEN ET INFÉRIEUR.....	325
1 - Historique.....	326
2 - Les formations limoneuses.....	332
2 - 1. La région orientale.....	333
2 - 2. La région occidentale.....	340
Conclusion de la 3e partie.....	347

4e Partie

L'INFLUENCE DE LA STRUCTURE SUR LE RELIEF.....	351
Chapitre 1 - GRANDS TRAITS DE LA STRUCTURE.....	355
1 - Difficultés de la reconstitution structurale.....	356
2 - Le quadrillage tectonique.....	358
3 - Le style des accidents.....	362
4 - L'évolution tectonique.....	367
Chapitre 2 - INFLUENCE DE LA STRUCTURE SUR LE RELIEF DU HAUT PAYS ET DE SA BORDURE.....	373
1 - Adaptation d'ensemble du relief à la structure.....	374
2 - Les formes liées aux failles bordières de l'Artois.....	376
3 - Les formes structurales à l'W de la Lys.....	386
4 - L'influence de la structure à l'E de la Scarpe.....	396

Chapitre 3 - INFLUENCE DE LA STRUCTURE SUR LE RELIEF DU BAS PAYS	401
1 - Pévèle et région lilloise.....	403
- Pévèle.....	403
- Mélantais et Weppes.....	407
- Ferrain.....	413
2 - Les plaines de la Lys et de la Scarpe.....	415
- plaine de la Lys.....	415
- plaine de la Scarpe.....	425
3 - La Flandre intérieure.....	429
- influences structurales.....	429
- influences lithologiques.....	433
- les Monts de Flandre.....	438
Conclusion.....	440

5e Partie

IE QUATERNAIRE MARIN ET L'EVOLUTION DE LA PLAINE MARITIME	441
Chapitre 1 - ETAT DES RECHERCHES ET ORIENTATION DE L'ETUDE.....	445
Chapitre 2 - LES TEMOINS PLEISTOCENES.....	451
1 - Sangatte.....	452
1 - 1. Les unités de la coupe de Sangatte.....	453
1-1.1. La falaise ancienne.....	453
1-1.2. Les formations marines et les premiers dépôts continentaux.....	456
1-1.3. Les formations périglaciaires.....	461
1 - 2. Problèmes d'interprétation de la coupe de Sangatte	470
1-2.1. Les données concernant la paléogéographie du littoral fossile.....	470
1-2.2. Les données concernant l'évolution conti- nentale.....	472
1-2.3. Les données paléontologiques et préhisto- riques.....	477
2 - Les cordons littoraux pléistocènes du Calaisis.....	479
- Petite Rouge Cambre.....	479
- Conlogne.....	480
- Attaques.....	483
- Fort-Château.....	484
3 - Morphologie et formations profondes de la plaine maritime	486
- l'assise d'Ostende.....	486
- la morphologie continentale fossilisée.....	488
- les cordons marins pléistocènes.....	493
4 - Le gisement d'Herzele (Houtland) et le Pléistocène marin du golfe de l'Yser.....	495
4 - 1. Description des profils d'Herzele.....	496
4 - 2. Interprétations et corrélations.....	498

5 - Conclusions.....	500
Chapitre 3 - LE FLANDRIEN ET L'EVOLUTION HOLOCENE DE LA PLAINE	
MARITIME.....	509
1 - Stratigraphie générale du Flandrien.....	509
2 - Les ensembles régionaux de la plaine maritime.....	514
3 - Unités stratigraphiques et évolution de la plaine.....	521
3 - 1. Les cordons anciens et l'assise de Calais.....	521
3-1.1. Le cordon des Pierrettes.....	521
3-1.2. Les cordons anciens sableux.....	528
3-1.3. L'assise de Calais.....	532
3 - 2. Le complexe de la "tourbe de surface".....	535
- la tourbe.....	535
- les limons calcaires à limnées.....	537
- comparaison avec l'ancienne vallée de la Scarpe	539
3 - 3. L'assise de Dunkerque.....	541
- la transgression dunkerquienne I.....	543
- la transgression dunkerquienne II.....	545
- la transgression dunkerquienne III et l'évolu-	
tion postérieure au VIII ^e siècle.....	548
3 - 4. Transgressions et variations du niveau marin....	550
4 - Les types de formes de relief.....	554
- Formes majeures.....	554
- Formes moyennes et petites.....	557
- modèle de la plaine dunkerquienne.....	557
- formes liées aux cordons calaisiens.....	559
- la zone littorale.....	560
Conclusion.....	563

6e Partie

LES HERITAGES ET L'EVOLUTION QUATERNAIRES DU RELIEF CONTINENTAL

Chapitre 1 - LE MODELE DE LA SURFACE CRAYEUSE ET LES FORMA-	
TIONS ARGILEUSES A SILEX.....	569
1 - L'"argile à silex" du Nord de la France : état de la	
question.....	571
2 - Les types de poches et de formations argileuses à silex	
associées.....	575
2 - 1. Les poches élémentaires à remplissage purement	
limoneux.....	575
2 - 2. Les poches à remplissage limoneux et sableux de	
versants.....	577
2 - 3. Les poches de terrasse fluviatile.....	583

2 - 4. Les poches complexes de plateau.....	585
- Lottinghen : données lithostratigraphiques, micropaléontologiques et diffractométriques.....	585
- Lottinghen : conclusions.....	592
- autres exemples.....	596
Conclusion.....	598
Chapitre 2 - LES VALLEES.....	601
1 - Le colmatage et le creusement maximum des talwegs.....	602
- Le colmatage.....	602
- Les formations holocènes.....	606
- Les formations pléistocènes.....	609
- L'évolution chronologique.....	611
- données stratigraphiques.....	611
- changements de cours : le cas de la Deûle lilloise..	614
- la vallée de l'Yser et la formation d'Herzelee.....	617
2 - Les terrasses et l'évolution ancienne du réseau hydro-	
graphique.....	619
2 - 1. Les systèmes de terrasses étagées.....	621
- les terrasses des vallées artésiennes.....	621
- le système de la vallée de l'Aa.....	625
2 - 2. Caractères périglaciaires et datation des complexes de terrasse.....	631
- complexité des formations.....	631
- caractères périglaciaires des dépôts.....	634
- éléments de datation.....	636
2 - 3. Evolution ancienne du réseau hydrographique.....	642
Conclusion.....	645
Chapitre 3 - LES VERSANTS.....	651
1 - Les versants à faible pente.....	652
- type du bas pays éocène : le Weppes.....	653
- type du bas pays crayeux : le Mélançois.....	660
- les versants de la zone orientale.....	663
2 - Les glacis.....	667
- le talus bordier de la plaine de la Lys et les formes développées dans l'argile yprésienne.....	667
- les escarpements des boutonnières.....	670
- la bordure faillée de l'Artois.....	673
- les versants des buttes sableuses et les Monts de Flandre.....	674
3 - La dissymétrie des versants.....	678
- la dissymétrie topographique.....	678
- la dissymétrie stratigraphique.....	683
Conclusions.....	686

CONCLUSIONS GENERALES.....	691
BIBLIOGRAPHIE.....	699
TABIE DES FIGURES (volume 2).....	773
TABLEAUX INCLUS DANS LE TEXTE.....	781
INDEX DES COUPES, BRIQUETERIES ET CARRIERES.....	782
INDEX DES NOMS DE LIEUX.....	783
TABIE DES MATIERES.....	803

